ACTA GEOLOGICA POLONICA

VOL. IX WARSZAWA 1959 No. 4

KONRAD KONIOR

Charakter i wiek intruzji skał magmowych Śląska Cieszyńskiego

STRESZCZENIE: Na podstawie nowych obserwacji poczynionych w kamieniołomie na Goruszce koło Grodźca autor stwierdził, że cieszynity tworzą nie tylko sille lecz i dajki z wszelkimi możliwymi przejściami pomiędzy tymi formami. Wyniki licznych w tym obszarze wierceń ustaliły, że intruzje cieszynitowe występują nie tylko w warstwach cieszyńskich płaszczowiny cieszyńskiej — jak to znane było z powierzchniowych badań — ale również w płaszczowinie podśląskiej, a wreszcie nawet w utworach autochtonicznego miocenu. Próbki pobrane z warstw sąsiadujących z intruzją cieszynitową w miocenie wskazują na ich dolno-tortoński wiek. Ponieważ warstwy mioceńskie w pobliżu żył cieszynitowych ulegają zazwyczaj kontaktowemu przeobrażeniu, intruzje magmy cieszynitowej muszą być młodsze, a więc górno- względnie potortońskie. Pewne dane i obserwacje wskazują na to, że „zjawisko cieszynitowe" mogło przebiegać w dwóch fazach. W takim przypadku w górnym tortonie względnie po tortonie miała miejsce druga, młodsza faza intruzji. Wiek fazy pierwszej, starszej należałoby odnieść do okresu pooligoceńskiego, do momentu przed nasunięciem płaszczowin cieszyńskiej i podśląskiej na miocen.

WSTĘP

Charakterystyczną właściwość Śląska Cieszyńskiego i obszarów przyległych stanowią intruzje zasadowych skał magmowych określanych potocznie ogólną nazwą cieszynitów. Tworzą one żyły o grubości od kilku centymetrów do kilkunastu i więcej metrów, najczęściej wśród warstw cieszyńskich. Skały magmowe Śląska Cieszyńskiego były przedmiotem szczegółowych opracowań O. Pacáka (1926) i K. Smulikowskiego (1929, 1930), dzięki czemu sprawa ich petrografii i systematyki została w dużej mierze wyjaśniona. Gorzej przedstawia się do tej pory sprawa ustalenia wieku intruzji, brak było bowiem dostatecznych w tym kierunku dowodów. W chwili obecnej w wyniku przeprowadzenia na tym obszarze kilkudziesięciu głębokich wierceń znalazły się nowe fakty, które zdają się stanowić podstawę do rewizji dotychczasowych na ten temat poglądów. Przystępując do przedłożenia tych faktów wyrażam serdeczne podziękowa-

nie Prof. Dr. A. Gawłowi za przejrzenie szlifów, Mgr W. Porębskiej za opracowanie mikrofauny, J. Janikowi oraz Mgr. I. Gucwie i Mgr J. Szczurowskiej za wykonanie zdjęć fotograficznych.

BUDOWA OBSZARU WYSTĘPOWANIA CIESZYNITÓW NA POWIERZCHNI

Bardziej zwarty obszar występowania dość częstych aczkolwiek porozrzucanych intruzji skał magmowych typu cieszynitowego rozciąga się w granicach Państwa od doliny Olzy po okolicę Czańca na S od Bulowic. Na starszych mapach najdalej ku wschodowi wysunięte wystąpienia tych skał znaczono w okolicy Hałcnowa koło Białej. Dalsze ku wschodowi wystąpienia, a mianowicie w okolicy Podlesia i Czańca stwierdził autor kilka lat przed wojną. W okolicy Podlesia odsłania się w związku z górnymi łupkami cieszyńskimi czarna, twarda i świeża, drobnoziarnista skała typu cieszynitowego, natomiast w okolicy Czańca znajduje się już tylko rozsypliwa zwietrzelina cieszynitowa.

Ze względu na uproszczenie terminologii używać będę w niniejszej pracy nazwy cieszynity, zastrzegając się jednak, że określa ona to całe bogactwo typów skał, jakie na podstawie szczegółowych badań ustalił w omawianym rejonie K. Smulikowski (1929, 1930).

Większość dotychczas znanych wystąpień cieszynitów obserwowana była już przez K. Smulikowskiego. Nie należy więc oczekiwać, aby liczba wyróżnionych przez tego autora typów magmowych mogła się powiększyć przy dalszych badaniach [1].

Występowanie intruzji cieszynitowych związane jest na omawianym obszarze z dolno-kredowymi warstwami cieszyńskimi, a mianowicie łupkami cieszyńskimi dolnymi, wapieniami cieszyńskimi i łupkami cieszyńskimi górnymi. Intruzje w dolnych łupkach cieszyńskich stanowią 18,3% ilości wszystkich zanotowanych dotychczas punktów wystąpienia cieszynitów na tym obszarze, wapienie cieszyńskie zawierają najmniej bo zaledwie 8,2%, natomiast najwięcej intruzji bo aż 73,5% występuje w łupkach cieszyńskich górnych.

Warstwy cieszyńskie zawierające intruzje skał magmowych wchodzą na omawianym obszarze w skład jednej z głównych tektonicznych jednostek, a mianowicie wyróżnionej przez J. Nowaka (1927) płaszczowiny cieszyńskiej. Składa się ona z kilku nasuniętych na siebie podjednostek niższego rzędu o charakterze dygitacyjnym wyróżnionych przez K. Koniora

---

[1] W dniu 21 maja 1958 r. podczas pobytu wraz z Prof. A. Gawłem w wyrobisku na Goruszce koło Grodźca odkryliśmy wśród zwietrzałego cieszynitu jednej z intruzji szaro-popielatawą skałę drobnoziarnistą, odbiegającą już zewnętrznym wyglądem od ogólnie znanych odmian cieszynitów. Prof. Dr A. Gaweł podejrzewa, że skała ta może być porfirytem. Dalsze badania umożliwią sprecyzowanie jej stanowiska w systematyce.

(1931) i M. Książkiewicza (1932). Miejscami jednostki wyższe powodują całkowite nawet wyciśnięcie jednostki najniższej. Dwie główne, najbardziej zewnętrzne i najniższe dygitacje posiadają największe znaczenie w budowie płaszczowiny cieszyńskiej, zajmując największy obszar. W ich obrębie położone są nieomal wszystkie znane intruzje cieszynitowe.

Przypuszczalny północny brzeg płaszczowiny cieszyńskiej zaznaczony został na fig. 1 na podstawie badań M. Książkiewicza (1932, 1937), autora (1931, 1937, 1938), oraz wyników wierceń przeprowadzonych już w okresie powojennym. Linia brzegowa tej jednostki zdaje się potwierdzać wyrażone jeszcze w roku 1931 przypuszczenie autora co do ukośnego zanurzania się tej jednostki pod płaszczowinę godulską. Równocześnie, zwłaszcza we wschodniej części obszaru zwraca uwagę cały szereg półokien i okien tektonicznych, wskazujących na bardzo płytkie położenie warstw cieszyńskich, a zwłaszcza zepchniętych ku północy łupków cieszyńskich górnych leżących na warstwach młodszych, na które nasunięta jest płaszczowina cieszyńska. Osady czwartorzędowe pokrywają starsze utwory płaszczem przekraczającym 30 m miąższości, dzięki czemu nakreślony na mapie brzeg płaszczowiny cieszyńskiej może być tylko przybliżony i posiada charakter orientacyjny. W części zachodniej brzeg płaszczowiny cieszyńskiej odtworzony został na podstawie wyników głębokich wierceń. Ogólna miąższość płaszczowiny cieszyńskiej wynosi na podstawie wyników wierceń od 120 m w brzeżnej części płaszczowiny w okolicy Haźlacha do 644 m w najgrubszej dotychczas stwierdzonej jej części w okolicy Ogrodzonej. We wschodniej części obszaru płaszczowina cieszyńska sięga bardzo płytko i posiada miąższość zaledwie 30-50 m.

Na płaszczowinę cieszyńską nasuwa się od południa rozległa płaszczowina godulska wyróżniona przez J. Nowaka (1927) jako najwyższa jednostka tektoniczna omawianego obszaru. Jest ona zbudowana z wyższych ogniw kredy, w postaci warstw wierzowskich, lgockich, godulskich, istebniańskich, oraz utworów trzeciorzędowych. Brzeg tej jednostki zarysowuje się wyraziście w morfologii. Przecinające ją dyslokacje wyznaczyły kierunki ważniejszych rzek i potoków, na co zwracałem już uwagę (Konior 1938 i 1939). W brzeżnej części płaszczowiny godulskiej ujętej w szereg antyklin i synklin zwraca uwagę wyraźnie zaznaczająca się w morfologii czapka tektoniczna Górki, położona na SE od Grodźca. Wysuwająca się tu wydatnie ku północy płaszczowina godulska wgniotła lokalnie w głąb spoczywającą pod nią jednostkę cieszyńską, na co wskazują wyniki wierceń. W pobliżu występuje kilka intruzji cieszynitowych, które mogą mieć związek z opisanymi zjawiskami.

Płaszczowina cieszyńska nasunięta jest na niższą płaszczowinową jednostkę podśląską. Jest to najbardziej zewnętrzna i najniższa jednostka fliszowa brzegu karpackiego na omawianym obszarze. Jednostkę tę wy-

dzielił po raz pierwszy, przyjmując jej nasunięcie na warstwy miocenu, V. Uhlig już w roku 1907 pod nazwą „płaszczowiny podbeskidzkiej". W ciągu wielu lat pod wpływem poglądów W. Petraschecka (1912) odrzucano istnienie tej jednostki jako odrębnej płaszczowiny w sensie przyjętym przez V. Uhliga (1907) i widziano w niej część składową autochtonicznego fliszu trzeciorzędowego, na który nasunięte są utwory dolnokredowe. Dopiero wykonane od roku 1946 wiercenia poszukiwawcze w Dębowcu i okolicy ustaliły, że ma się tam do czynienia pod warstwami cieszyńskimi z nasuniętą na miocen odrębną jednostką tektoniczną o pozycji ustalonej już w roku 1907 przez V. Uhliga. Pod wpływem twórcy pojęcia i nazwy tej jednostki, który określił ją mianem „płaszczowiny podbeskidzkiej", M. Książkiewicz opisał ją w roku 1951 w obrębie arkusza Wadowice pod nazwą płaszczowiny podśląskiej. Nazwa ta jest obecnie powszechnie używana. Płaszczowina podśląska w obrębie omawianego arkusza składa się przede wszystkim — jak na to wskazują wyniki wierceń — z elementów łupkowych, plastycznych. Elementy sztywne pozostały daleko na południu, albo też zostały podczas szariażu wyciśnięte ku północy na zewnątrz od brzegu płaszczowiny cieszyńskiej. Na podkreślenie zasługują niespotykane w wyższych płaszczowinach komplikacje tektoniczne w obrębie płaszczowiny podśląskiej, oraz liczne porwaki tektoniczne tak z leżącej wyżej płaszczowiny cieszyńskiej, jak też z warstw miocenu. Wśród tych ostatnich na szczególną uwagę zasługują fragmenty gipsów dolnotortońskich. Zdają się one wskazywać na występowanie tych chemicznych osadów miocenu pod nasuniętymi masami fliszu daleko na południu (Konior i Tokarski 1959). Najprawdopodobniej zostały one porwane przez nasuwającą się na nie płaszczowinę podśląską, zmięte i przewleczone daleko na północ — aż do miejsc, w których ujawniły je wiercenia. Porwaki tektoniczne, oraz zmięcie, zgniecenie, zlustrowanie składników łupkowych płaszczowiny podśląskiej do stanu drobnych łuseczek włącznie, a także przemieszanie warstw utrudniają ustalenie pełnej i rzeczywistej stratygrafii tej jednostki. Wśród elementów łupkowych, z których zbudowana jest przeważnie płaszczowina podśląska, przeważają pstre, czerwone, zielone, ciemnoszare i czarne łupki, często margliste. Sporadycznie występują typowe łupki menilitowe, a nawet warstwy krośnieńskie. Na tej podstawie można by przypuszczać, że będą tu reprezentowane wyłącznie paleogeńskie, a co najwyżej górno-kredowe ogniwa stratygraficzne. Tego rodzaju przypuszczenie byłoby poparte wynikami badań płaszczowiny podśląskiej w rejonie Żywca wykonanych przez S. Gerocha i R. Gradzińskiego (1955). Natomiast prace M. Książkiewicza (1951, 1953) i W. Nowaka (1956) wskazywałyby na występowanie w płaszczowinie podśląskiej ogniw niższych, do kredy dolnej włącznie. Ostatnio przeprowadzone badania przekroju Międzyrzecza (Konior 1959) w oparciu o szczegółowe opracowanie mikro-

paleontologiczne Mgr J. Liszkowej wykazało, że w obrębie silnie zlustrowanej i przemieszanej masy przeważnie łupkowej występuje mikrofauna od barremskiej do środkowo-eoceńskiej włącznie. Okazuje się więc, iż podobne do siebie, zwykle zlustrowane łupki pstre, zielone, ciemnoszare, ciemnobrunatne i czarne, zawierające lokalnie wkładki piaskowców i fragmenty syderytów ilastych, intruzje cieszynitowe, a nawet tufity, należą w rzeczywistości do różnowiekowych ogniw stratygraficznych. Pełna identyfikacja tych ogniw ze znanymi seriami kredowymi względnie paleogeńskimi, a zwłaszcza tymi pierwszymi, jest na razie niemożliwa ze względu na tektoniczne pogniecenie, zlustrowanie i przemieszanie warstw.

W okolicy Roztropic, Grodźca i Kostkowic występują w otoczeniu warstw cieszyńskich pstre łupki zwykle silnie zgniecione i zlustrowane, oraz piaskowce odpowiadające swoimi cechami litologicznymi a także wiekiem utworom serii podśląskiej. Nanosząc na mapę te warstwy w rejonie Grodźca i Roztropic (Burtanówna, Konior i Książkiewicz 1937, Konior 1938) uważałem je za okna tektoniczne w obrębie płaszczowiny cieszyńskiej, a więc sądziłem, że ukazują się one spod warstw cieszyńskich. Dopiero opracowując w roku 1955 powierzchnię spągu warstw cieszyńskich wspomnianego rejonu, oraz oparte o wyniki głębokich wierceń odnośne przekroje doszedłem do wniosku, że wspomniane pstre łupki nie mogą ukazywać się spod warstw cieszyńskich, lecz wprost przeciwnie — spoczywają one na tych warstwach. Potwierdziły ten pogląd wyniki wiercenia wykonanego w roku 1956 na terenie Kostkowic, gdzie u samej góry stwierdzono występowanie zgniecionych i zlustrowanych zielonych i czerwonych łupków do głębokości około 110 m, pod którymi napotkano warstwy cieszyńskie o 460 m miąższości. Te ostatnie spoczywają tu wprost na miocenie autochtonicznym, bez pośrednictwa warstw płaszczowiny podśląskiej, wygniecionej w tym miejscu. Interpretacja tektoniczna przytoczonych spostrzeżeń nastręcza pewne trudności, albowiem nie jest ustalone, czy pstre łupki leżące miejscami na warstwach cieszyńskich stanowią resztki pierwotnego nadkładu płaszczowiny cieszyńskiej, osadzonego miejscami na formującej się tektonicznie jednostce, co byłoby bardziej zrozumiałe, czy też chodzi o fragmenty płaszczowiny podśląskiej w jakiś skomplikowany sposób zafałdowane w serię cieszyńską. Sprawę te całkowicie wyjaśnić mogą tylko drobiazgowe badania.

Miąższość płaszczowiny podśląskiej ustalona dotychczas na podstawie wierceń wynosi maksymalnie 413 m. Zwykle jest ona na skutek wyciśnięcia mocno zredukowana, czasem nawet do niespełna 20 m. W niektórych miejscach ulega całkowitemu wyciśnięciu jak np. we wspomnianych już Kostkowicach lub też na północ od Jasienicy. W takich przypadkach do

bezpośredniego kontaktu z wyższą jednostką cieszyńską dochodzą warstwy autochtonicznego miocenu.

Zewnętrzna część płaszczowiny podśląskiej przykryta jest przez iłołupki dolno-tortońskie, które jakby uzupełniają profil warstw tej jednostki (1956). Stwierdzona dotychczas miąższość ich zdaje się nie przekraczać 200 m. Ku południowi redukuje się ona stopniowo do zera. Warstwy mioceńskie nadkładu płaszczowiny podśląskiej przykrywają zewnętrzną część tej płaszczowiny, a gdzieniegdzie i płaszczowiny cieszyńskiej, co stwierdziły wiercenia. Szerokość strefy tego nadkładu nie przekracza — jak wskazywałyby na to dotychczasowe obserwacje — szerokości 5 km. Orientację w panujących stosunkach umożliwiły wiercenia, które równocześnie rzuciły nowe światło na tektonikę omawianego obszaru. Spoczywając na utworach podśląskich warstwy miocenu uległy wraz z nimi przefałdowaniu i dofałdowaniu, a w ostateczności nasunięciu na autochtoniczne mioceńskie osady przedgórza. Charakter tektoniczny omawianej serii mioceńskiej odpowiada wprowadzonemu przez B. Świderskiego (1952) pojęciu parautochtonu stropowego.

Płaszczowina podśląska stanowi w obszarze omawianym najbardziej zewnętrzną, brzeżną jednostkę fliszową. Jednostka ta jest nasunięta na autochtoniczne już warstwy miocenu przedgórza. Granica płaszczowiny podśląskiej z miocenem, ze względu na przykrycie obszaru przez osady czwartorzędowe, trudna jest do dokładniejszego określenia. Trudności te komplikuje jeszcze okoliczność, że nawet stwierdzenie w danym punkcie utworów mioceńskich nie wyjaśnia sprawy, albowiem mogą to być właśnie warstwy mioceńskie parautochtonu stropowego, stanowiącego nadkład płaszczowiny podśląskiej i wklinowane w warstwy tej płaszczowiny, a nie miocen autochtoniczny, na który jest nasunięta jednostka podśląska. Bliżej sprecyzowany przy pomocy wierceń północny brzeg i zasięg tej jednostki oraz jednostek wyższych, a mianowicie płaszczowiny cieszyńskiej i godulskiej, uwidoczniony jest na figurze 1.

Północny brzeg płaszczowiny podśląskiej we wschodniej części omawianego obszaru przebiega w pewnej odległości od północnego brzegu płaszczowiny cieszyńskiej, mniej więcej równolegle do niego. Odległość pomiędzy granicami obydwu jednostek nakreśla zarazem obszar występowania jednostki podśląskiej na powierzchni. Na północ od Skoczowa brzegi wspomnianych jednostek zbliżają się do siebie coraz więcej, co w końcu doprowadza do przecięcia się brzegów obu jednostek, a dalej na zachód aż do granicy Państwa obserwuje się zjawisko wzrastającego cofnięcia brzegu jednostki podśląskiej w stosunku do płaszczowiny cieszyńskiej. W tym obszarze najbardziej zewnętrzny, brzeżny element fliszowy stanowi nie jednostka podśląska, lecz cieszyńska. Jak ustaliły wiercenia, jednostka podśląska występuje w profilu Cieszyna ale bardziej na południe, przy

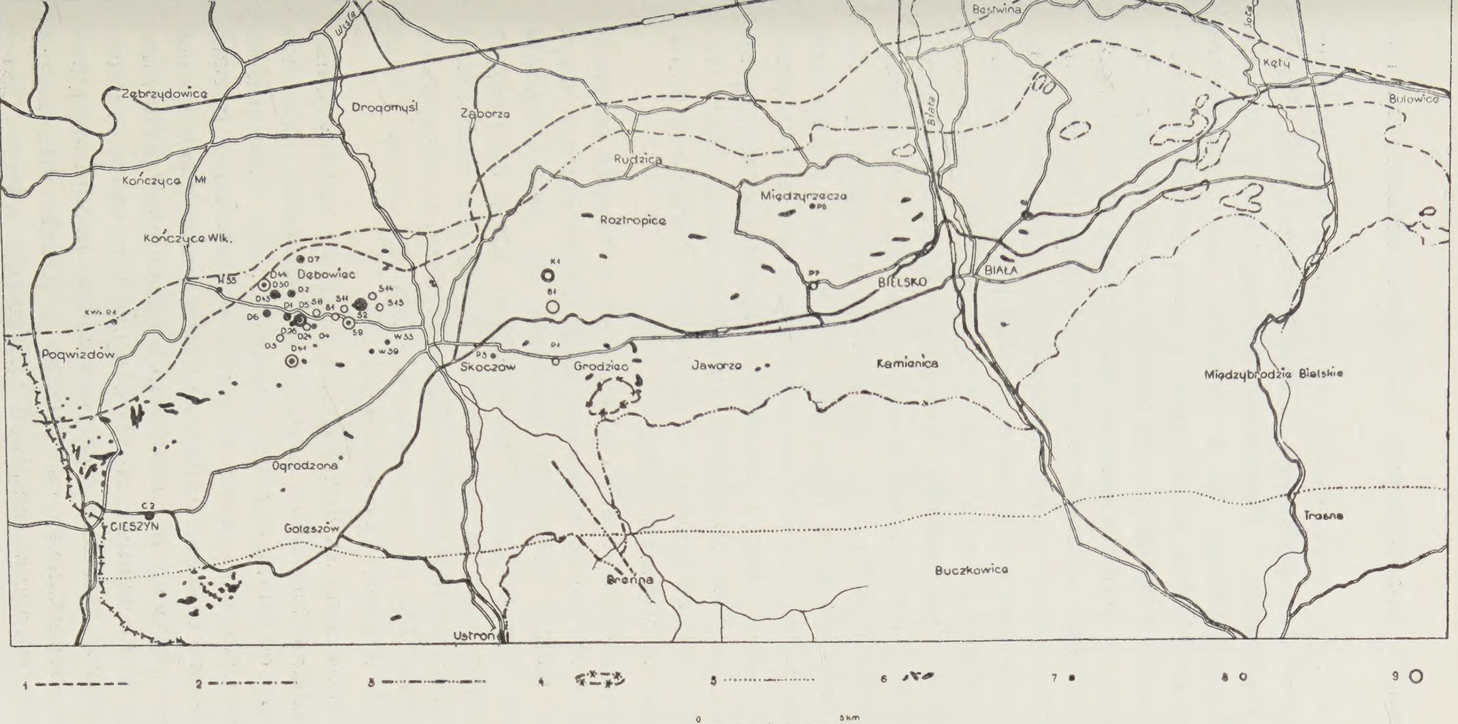


Fig. 1. Rozmieszczenie i zasięg głównych jednostek tektonicznych w obrębie arkuszy Skoczów i Bielsko. Występowanie cieszynitów na powierzchni podano na podstawie zdjęć K. Koniora i M. Książkiewicza. Występowanie cieszynitów w poszczególnych jednostkach tektonicznych oparte na materiale z wierceń uzupełnionym obserwacjami A. Trnobransky'ego

1 brzeg płaszczowiny podśląskiej, *2* brzeg płaszczowiny cieszyńskiej, *3* brzeg płaszczowiny godulskiej, *4* skałka roczyńska, *5* przypuszczalna południowa granica zasięgu autochtonicznego miocenu pod nasunięciem fliszu karpackiego, *6* występowanie cieszynitów na powierzchni, *7* wiercenia, w których nawiercono cieszynity w płaszczowinie cieszyńskiej, *8* wiercenia, w których nawiercono cieszynity w płaszczowinie podśląskiej, *9* wiercenia, które nawierciły cieszynity w autochtonicznym miocenie

Répartition et extension des principales unités tectoniques sur les feuilles de Skoczów et Bielsko. L'affleurement des teschénites à la surface est indiqué sur la base d'élaborations de K. Konior et de M. Książkiewicz. La présence des teschénites dans différentes unités tectoniques est basée sur le matériel des forages minutieusement examiné et complété par les observations de A. Trnobransky

1 bord de la nappe subsilésienne, *2* bord de la nappe de Cieszyn, *3* bord de la nappe de Godula, *4* klippe de Roczyny, *5* limite méridionale probable de l'extension du Miocène autochtone sous le charriage du Flysch karpatique, *6* affleurement des teschénites à la surface, *7* forages dans lesquels on a constaté des teschénites dans la nappe de Cieszyn, *8* forages dans lesquels on a constaté des teschénites dans la nappe subsilésienne, *9* forages dans lesquels on a constaté des teschénites dans le Miocène autochtone

czym cofnięcie w stosunku do płaszczowiny cieszyńskiej oceniać można na około 2,5 km.

Miocen autochtoniczny swoją pozycją tektoniczną i właściwościami odpowiada pojęciu autochtonu płytowego B. Świderskiego (1952). Składa się on z iłołupków, piaskowców i zlepieńców, tworzących trzy wyraźne zespoły litologiczno-stratygraficzne. Są to licząc od góry: zapiaszczone przeważnie warstwy grabowieckie, poniżej (poza granicą południowego zasięgu warstw grabowieckich) reprezentujące głównie miocen warstwy chodenickie, lokalnie jak np. w Żorach z osadami chemicznymi w stropie, oraz niezmiernie dla tego obszaru charakterystyczne zlepieńce spągowe miocenu znane pod lokalną nazwą warstw dębowieckich (Tołwiński 1950). Warstwy mioceńskie spoczywają przeważnie wprost na karbońskim podłożu, przy czym w miejscach gdzie nie osadziły się zlepieńce spągowe, do bezpośredniego kontaktu z tym podłożem dochodzą w zależności od konfiguracji powierzchni karbonu coraz młodsze ogniwa miocenu. Gdzieniegdzie w największych obniżeniach powierzchni karbońskiej występują pod zlepieńcami spągowymi miocenu pstre łupki oraz czarne łupki z ciemnymi rogowcami, zawierające ubogą mikrofaunę eoceńsko-górno-kredową oznaczoną przez Dr J. Syniewską i Mgr J. Liszkową. Wspomniane utwory zachowane w strzępach stanowią fragmenty autochtonicznego fliszu zewnętrznego. Znalazł go również i opisuje w swej pracy o wgłębnej tektonice fliszu cieszyńskiego A. Tokarski (1954).

Miąższość autochtonicznych warstw mioceńskich w obrębie omawianego obszaru waha się w bardzo szerokich granicach. Dzięki licznym wierceniom można było ustalić ścisłą jej zależność od ukształtowania powierzchni podłoża w tym przypadku karbońskiego, które decydowało o warunkach sedymentacyjnych w tym okresie. W obrębie najbardziej wyniesionych elementów morfologicznych miąższość warstw mioceńskich redukuje się do niespełna 120 m, wzrastając wielokrotnie, bo do 700 m w obrębie największych obniżeń tej powierzchni.

Cieszynity w wierceniach stwierdzono na obszarze występowania trzech odrębnych, wzajemnie na siebie nasuniętych, jednostek tektonicznych (fig. 2). Są to licząc od południa płaszczowina godulska, płaszczowina cieszyńska, z którą jest związane powierzchniowe występowanie intruzji cieszynitowych, oraz leżąca najniżej, najbardziej zewnętrzna płaszczowina podśląska. Ta ostatnia spoczywa na mioceńskim autochtonie płytowym, na który została jakby lekko zsunięta, nie powodując zaburzenia warstw. Liczne wiercenia umożliwiły nakreślenie przypuszczalnej południowej granicy tego autochtonu, uwidocznionej na figurze 1. Dzięki niej można w przybliżeniu określić przeciętną amplitudę nasunięcia warstw fliszowych brzegu karpackiego na utwory mioceńskie, która wynosi 9-17 km.

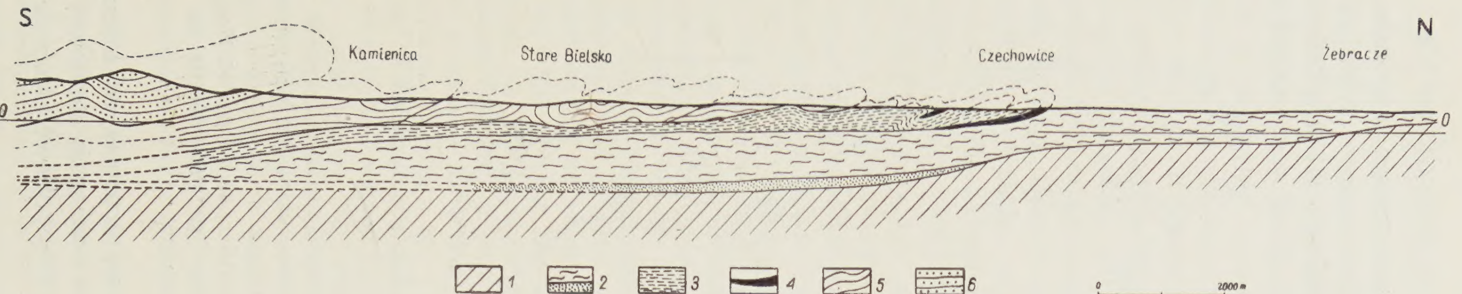


Fig. 2

Brzeżne jednostki karpackie i ich stosunek do utworów autochtonicznych w rejonie Bielska

1 podłoże paleozoiczne, *2* miocen autochtoniczny (autochton płytowy) ze zlepieńcami spągowymi, *3* płaszczowina podśląska, *4* parautochton stropowy, *5* płaszczowina cieszyńska, *6* płaszczowina godulska

Unités karpatiques marginales et leur relation aux formations autochtones dans la région de Bielsko

1 substratum paléozoiques, *2* Miocène autochtone (autochtone tabulaire) avec conglomérats de base, *3* nappe subsilésienne, *4* parautochtone du toit, *5* nappe de Cieszyn, *6* nappe de Godula

CHARAKTER INTRUZJI CIESZYNITOWYCH

Wszystkie dawniejsze prace poruszające zagadnienie charakteru intruzji cieszynitowych jak np. F. Hoheneggera (1861), J. Morozewicza (1890), H. Becka (1911), K. Smulikowskiego (1929, 1930), J. Burtanówny, K. Koniora i M. Książkiewicza (1937), K. Koniora (1938) stwierdzają, że

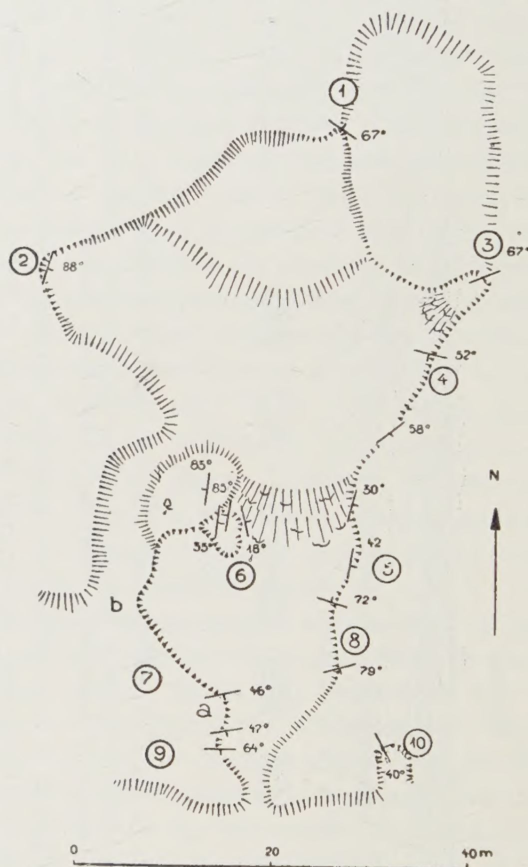


Fig. 3
Plan kamieniołomu na Goruszce koło Grodźca opracowany przez K. Koniora, Zb. Michałka i W. Żabińskiego. Liczbami oznaczono ważniejsze opisywane fragmenty kamieniołomu

Plan de la carrière de Goruszka près de Grodziec, dressé par K. Konior, Zb. Michałek et W. Żabiński. Les chiffres indiquent les fragments décrits les plus importants de la carrière

tworzą one wyłącznie żyły pokładowe grubości od kilku centymetrów do kilkudziesięciu metrów. Te ostatnie rozciągają się nawet na przestrzeni kilkuset metrów. Zasadniczo intruzje cieszynitowe związane są z warstwami cieszyńskimi.

Niemniej już A. Madelung (1865) wspomina o żyłach cieszynitowych przecinających utwory eoceńskie i o kontaktowym tychże przeobrażeniu w czerwone i żółto-pomarańczowe utwory przypominające jaspisy. Występowały one w odległości kilku kilometrów na NW od Boguszowic, już na terenie Czechosłowacji. V. Uhlig (1903) zauważył, że cieszynity występują przeważnie w postaci żył pokładowych, natomiast dajki należą do rzadkości. Wynikałoby więc z tego, iż autorzy prac późniejszych w znanych im, zwykle większych odsłonięciach intruzji cieszynitowych, nie napotkali dajek przecinających warstwy.

Nowe światło na charakter intruzji cieszynitowych zdają się rzucać stosunki obserwowane w kamieniołomie na południowym zboczu wzniesienia Goruszka koło Grodźca. Kamieniołom ten powstał w roku 1952 w pobliżu starych, dawno zarzuconych wyrobisk. Szybka eksploatacja doprowadziła do powstania wyrobiska o długości ponad 70 m, a szerokości w najbardziej interesującej części około 20 m (fig. 3). Odsłaniają się w nim wapienie cieszyńskie zawierające szereg intruzji cieszynitowych. Ze względu na bogactwo obserwowanych form intruzji uważam za wskazane krótko omówić ważniejsze i ciekawsze fragmenty wyrobiska. W tym celu oznaczono je na załączonym planie liczbami.

Odsłonięcie Nr 1 (pl. XLI, fig. 1) położone jest w północnej części wyrobiska. Posiada ono około 2 m wysokości. Bieg i upad warstw 305° NW 67° NE. Obserwuje się tu 0,2-0,3 m grube nieregularnie uformowane żyły cieszynitu mocno zwietrzałego, wciśniętego i wypełniającego jakby próżnie wśród słabo kontaktowo przeobrażonych ziarnistych, szaro-popielatych wapieni z wkładkami łupków. Wtrącone warstwy marglistych odmian wapieni (hydraulicznych) przybrały pod wpływem sąsiedztwa intruzji barwę jasnokremową, ponadto zaś zostały w dużej mierze odwapnione, gdyż tylko miejscami reagują na kwas solny.

Odsłonięcie Nr 2 (pl. XLI, fig. 2) znajduje się w najbardziej zachodniej części wyrobiska. Odsłaniają się tutaj grubsze warstwy szaro-brunatnawych, ziarnistych wapieni przegradzanych łupkami o biegu i upadzie 203° SW 88° SE z żyłami kalcytu. W partię łupkową i w wolne — jakby w wyniku pofałdowania i popękania — miejsca wciska się nieregularna, zwężająca się i zanikająca żyła zwietrzałego cieszynitu, o charakterze raczej żyły pokładowej. Osiąga ona tu grubość około 0,4 m.

Odsłonięcie Nr 3 stanowi wschodni kraniec wyrobiska, a znajduje się w górnej jego części. Bieg i upad warstw 250° SW 67° SE. Wysokość ściany około 2 m. Obserwuje się tu zanikającą ku północy żyłę cieszynitu. Maksymalna jej grubość w tym odsłonięciu wynosi 0.3 m. Żyła ta rozciąga się dalej w kierunku południowym i odsłania się na pewnym odcinku w obrębie odsłonięcia łączącego się z opisywanym odsłonięciem Nr 4, stanowiącym północną część głównej ściany wyrobiska.

Odsłonięcie Nr 4 (pl. XLII, fig. 1) ukazuje w ścianie wysokiej około 5 m gruboławicowe wapienie ziarniste przyciemnione przez kontakt z magmą, jakby „przypalone".

Ławice wapieni osiągają 2 m miąższości. Wśród nich występują dwie pokładowe żyły cieszynitu. Żyłę górną w jednym miejscu rozgałęzioną o nierównomiernej grubości około 2,5-3 m tworzy gruboziarnisty cieszynit tak zwietrzały, że przybrał niemal postać ciemnobrunatnej gliniastej masy z białymi okrągławymi plamkami. Żyła dolna o grubości 0,3-0,5 m tworzy dalszy ciąg żyły widocznej w odsłonięciu

Nr 3. Występujący tu cieszynit jest skałą względnie świeżą, twardą, drobnoziarnistą barwy ciemnozielonawej, a miejscami szaro-popielatej. Bieg i upad ławicy wapienia pod dolną żyłą cieszynitową wynosi 285° NW 52° SW. W południowej części odsłonięcia ukazuje się w otoczeniu cieszynitu górnej, grubszej żyły jakby porwak wapieni cieszyńskich o miąższości najgrubszej części około 0,7 m. Dalszy ciąg ściany odsłonięcia Nr 4 jest przysypany aż do połogiego stopnia łączącego je z odsłonięciem Nr 5, stanowiącym dalszy ciąg głównej ściany wyrobiska (pl. XLII, fig. 2). Na podstawie obserwacji dalszej części ściany, a zwłaszcza w obrębie wspomnianego stopnia, jakby oddzielającego odsłonięcia Nr 4 i Nr 5 sądzić można, że górna grubsza żyła cieszynitowa odsłonięcia Nr 4 w dalszym ciągu przybiera ogólnie na miąższości. Niemniej jednak jej charakter jako żyły pokładowej ulega na nieznacznej zresztą przestrzeni zaburzeniu spowodowanemu, zdaje się, pogruchotaniem grubej ławicy wapienia występującej w spągu żyły cieszynitowej (pl. XLII, fig. 2). W pobliżu tego miejsca bieg i upad tej spągowej ławicy wapienia cieszyńskiego wynosi 20° NE 30° SE. W opisanym ostatnio odsłonięciu u samego dołu widoczna jest cienka dajka cieszynitowa. W kierunku południowym grubość jej wzrasta (pl. XLIII, fig. 1).

Odsłonięcie Nr 5 (pl. XLIII, fig. 2) stanowi dalszy ciąg poprzednio opisanego odsłonięcia Nr 4. Ściana tego odsłonięcia osiąga wysokość około 6 m ukazując całą różnorodność form i stosunków związanych z wtargnięciem magmy w obręb warstw cieszyńskich. Przede wszystkim zwraca tu uwagę sama forma intruzji, która z żyły pokładowej w odsłonięciu Nr 4 przybrała stopniowo kształt jakby nieregularnie sformowanego fakolitu. Spągowa jego część odcina się bardzo wyraziście od grubej ławicy wapienia cieszyńskiego, która w samym spodzie przecięta jest przez cienką dajkę o grubości 0,1-0,2 m, wzrastającej w kierunku południowym. Nad ławicą wapienia o biegu i upadzie 190° SW 42° SE, a więc na ogół zgodnym z poprzednio podanym, występuje główna masa cieszynitu o podobnym ogólnym nachyleniu. Istnieje tu prawdopodobnie zgodność orientacji wciśniętego pośród warstwy wapienia cieszyńskiego ciała intruzyjnego z biegiem i upadem warstw. Sama intruzja cieszynitowa zawiera różnego kształtu i wielkości porwaki zdruzgotanych wcześniej wapieni i margli cieszyńskich. Ku południowi, na skutek zmięcia warstw, bieg ich i upad dość nagle się zmienia na 110° SE 72° NE, co powoduje niewidoczne obecnie, ze względu na powstałe osypiska, komplikacje w stosunku cieszynitu do wapieni cieszyńskich. Żyła cieszynitu o ogólnej miąższości około 4 m jest tu rozdzielona na dwie części 30-50-centymetrową smugą wapienia cieszyńskiego o charakterze porwakowym. W pobliżu dolnej granicy intruzji występuje nieznaczny, grubiejący ku północy klin wapieni cieszyńskich. Na skutek wygięcia warstw obserwowana na planszy XLII, figurze 2 intruzja pokładowa przybiera dość nagle postać dajki (prawa strona pl. XLIII, fig. 2).

Dajka pojawiająca się u spodu odsłonięcia 4 (pl. XLIII, fig. 1), prawdopodobnie przybierając na miąższości, przebiega w kierunku południowym, co zaznaczają miejscami spod gruzu osypiska widoczne in situ cieszynity i wapienie cieszyńskie (pl. XLIII, fig. 2 u dołu).

Odsłonięcie Nr 8 (pl. XLIV, fig. 1) łączy się z opisanym odsłonięciem Nr 5. W spodzie występują tu zmienione w pobliżu intruzji popielate wapienie cieszyńskie gruboławicowe o biegu i upadzie 255° SW 79° SE. U góry urywają się one nagle, a wzdłuż nieregularnej powierzchni przylegają do nich cieszynity, tworząc pomimo pozorów dajkę łagodnie nachyloną ku wschodowi. Odsłonięcie Nr 8 wskazuje najwyraźniej, że nieraz wyglądająca pozornie na żyłę pokładową intruzja jest w rzeczywistości dajką.

Po prawej stronie zdjęcia widać, jak dajka na nim przedstawiona z porwa-

kową smugą wapieni cieszyńskich w środku zmienia swój charakter i nagle przybiera postać żyły pokładowej (sillu).

Odsłonięcie Nr 6 (pl. XLIV, fig. 2) jest szczególnie interesujące z powodu kontrastów zaznaczających się pośród warstw intrudowanych wapieni cieszyńskich. Ściana tego odsłonięcia wysoka jest na około 8 m. Cieszynit występuje tu w formie dajki o miąższości około 2 m. Żyła cieszynitowa posiada tu bieg i upad 192° SW 35° SE w bardziej stromej i podniesionej zachodniej części odsłonięcia, oraz 170° SE 18° NE w zwichrowanej nieco części wschodniej. Bardzo silnie z biegami i upadami cieszynitu kontrastują upady nadległych i leżących niżej wapieni cieszyńskich. Różnią się one również litologicznie. Bieg grubołąwicowych popielatych wapieni pod żyłą cieszynitową wynosi 12° NE 40° NW, a więc przy ogólnej zgodności biegu z żyłą cieszynitową obserwuje się zupełnie przeciwny upad warstw. Nad żyłą cieszynitu występują zupełnie odrębnie wykształcone cienkowarstwowe jasnoszare wapienie margliste o biegu prawie identycznym, ale o wiele stromszym upadzie, bo wynoszącym 10° NE 85° NW. Te gwałtowne kontrasty wskazują na połamanie warstw wapieni cieszyńskich i ich przemieszczenie prawdopodobnie przy końcowym etapie fałdowania i formowania płaszczowiny cieszyńskiej, który zapewne, jak na to wskazywałyby stosunki obserwowane w wyrobisku, był zarazem okresem intruzji magmowych w dosuwające się warstwy.

Odsłonięcie Nr 7a i b (pl. XLV, fig. 1) zajmuje SW część wyrobiska. Wysokość ściany około 5 m. Składa się ona z dwóch części, a mianowicie bardziej spokojnej zachodniej oznaczonej jako 7b i bardziej zaburzonej w kierunku SE określonej jako 7a. W odsłonięciu 7b występuje u dołu intruzja cieszynitu z porwakami wapieni marglistych kontaktująca z występującymi w stropie cienko uwarstwionymi wapieniami cieszyńskimi wzdłuż łukowato zarysowanej granicy (pl. XLV, fig. 1). Powyżej występuje grubiejąca gwałtownie ku północy druga żyła cieszynitowa. Czy posiada ona jaki związek z intruzją odsłonięcia Nr 6 położonego w sąsiedztwie, nie wiadomo. Bardziej pd.-wschodnia część odsłonięcia określona jako 7a (pl. XLV, fig. 1) ukazuje urozmaicony obraz intruzji cieszynitowej wciśniętej w pogniecione warstwy wapieni cieszyńskich. Są to w przewadze dajki.

Odsłonięcie Nr 10 (pl. XLV, fig. 2) znajduje się już poza ścisłym obszarem wyrobiska w niedużym wkopie. Widoczna jest tu rozdzielająca się intruzja cieszynitowa wyraźnie widoczna na tle jaśniejszej barwy wapieni cieszyńskich. Grubsza górna część intruzji posiada miąższość około 0.6 m, a dolna oddzielona od niej klinem wapienia cieszyńskiego — 0,35 m.

Obserwując stosunek intruzji cieszynitu do skał otaczających w opisanym wyrobisku nie można się oprzeć wrażeniu, że magma wciskała się tu w obręb zgniatanych, pękających i przemieszczonych warstw. Sądząc po przejawach pewnej sztywności fałdowanych mas skalnych, był to moment końcowego dofałdowywania się i ostatecznego tektonicznego formowania płaszczowiny cieszyńskiej. Wskazuje na to wyraźnie obserwowany charakter intruzji z wszelkimi przejściami od żył pokładowych do dajek.

ZJAWISKA KONTAKTOWE I OGÓLNE WŁAŚCIWOŚCI CIESZYNITÓW

Intruzjom cieszynitowym towarzyszą często zjawiska kontaktowe. Omawiano je nie tylko w związku z zagadnieniem cieszynitów, lecz były również one przedmiotem specjalnych opracowań jak np. praca J. Moroze-

wicza (1890) na temat kontaktu cieszynitu z łupkami cieszyńskimi w Boguszowicach. Na zjawiska te zwrócił oczywiście uwagę w swej monograficznej pracy K. Smulikowski (1929, 1930). Autor ten nie tylko opisał różne formy obserwowanych przez siebie zjawisk kontaktowych, lecz również wyjaśnił ich przyczyny. Omawiając stratygrafię warstw cieszyńskich (Konior 1938) wspomniałem o charakterystycznych cechach zjawisk kontaktowych napotkanych w łupkach cieszyńskich dolnych, wapieniach cieszyńskich oraz w łupkach cieszyńskich górnych. Późniejsze moje spostrzeżenia dotyczą zjawisk kontaktowych związanych z intruzjami cieszynitowymi w Świętoszówce, a ostatnio w wyrobisku na zboczu Goruszki koło Grodźca. Przeprowadzone obserwacje dotyczą zarówno samej skały magmowej, jak i bezpośrednio z nią sąsiadujących skał osadowych. Zamknąć je można w kilku punktach:

1. Na granicy zetknięcia się cieszynitów ze skałami osadowymi obserwuje się cieńszą lub grubszą strefę kontaktową, a więc skały zmienionej pod wpływem gorącej magmy i jej roztworów. Rozmiary strefy kontaktowej uzależnione są od grubości intruzji, a więc od ilości dostarczonego przez nią ciepła, co stwierdził już K. Smulikowski (1929). Stosunki obserwowane w wyrobisku na Goruszce całkowicie potwierdzają ten pogląd. W pobliżu grubych żył cieszynitu miąższość strefy kontaktowej, zresztą nie całkiem jednolitej, osiąga 1,5-2,0 m, a nawet więcej, zmniejszając się nieomal do zera przy cienkich intruzjach magmowych. Najgrubsze strefy kontaktowe występują przy intruzjach cieszynitowych w poziomie wapieni cieszyńskich, a znacznie mniejsze przy takichże samych intruzjach w poziomie łupków cieszyńskich górnych, najmniejsze zaś w poziomie łupków cieszyńskich dolnych. Oprócz ilości ciepła dostarczanej przez samą intruzję czy też ich zespół, zdają się tu odgrywać rolę właściwości przewodnictwa cieplnego samego kompleksu skalnego oraz jego przepuszczalność.

2. Charakter przeobrażeń kontaktowych uzależniony jest od cech litologicznych warstw, w które wdarła się magma. Różne zjawiska kontaktowe omawia w swej pracy wyczerpująco K. Smulikowski (1929), są one również scharakteryzowane krótko w pracy K. Koniora (1938). W wyrobisku na Goruszce, w którym widoczne są intruzje cieszynitu w wapieniach cieszyńskich, obserwuje się w przypadku marglistych odmian wapieni (hydraulicznych) proces poważnego ich odwapnienia i nadania im równocześnie barwy jasnokremowej, podczas gdy odmiany ziarniste posiadają barwę jakby przyciemnioną przez kontakt, a przede wszystkim przybierają postać drobnoziarnistego marmuru. Niezmiernie ciekawe zjawisko zaobserwowane na Goruszce stanowią częste ziarna świeżego pirytu spotykane w warstwach cieszyńskich w pobliżu kontaktu z cieszynitem. Ponieważ w identycznej sytuacji zdają się one występować i w materiale wiertniczym z wierceń udarowych, występowanie tego minerału musi

się w tym przypadku wiązać ze zjawiskami towarzyszącymi samym intruzjom. Może on więc zawdzięczać swe powstanie — zgodnie z poglądami K. Smulikowskiego (1929) — metamorfozie kontaktowej, albo też procesom hydrotermalnym.

Pomimo braku typowych minerałów kontaktowych jak epidot, granat, wollastonit, zjawiska kontaktowe spowodowane intruzjami cieszynitów zasługują na przeprowadzenie szczegółowych badań petrograficznych, a także ze względu na możliwość występowania pierwiastków śladowych, do czego wyrobisko na Goruszce stwarza szczególnie dogodne warunki.

3. Występowanie kalcytu często zarówno w skale magmowej jak i w skałach otaczających zostało szeroko omówione przez K. Smulikowskiego (1929). Nowe spostrzeżenia na Goruszce zdają się wskazywać jakby na dwie odmiany tego minerału. Jedna z nich, ważniejsza, posiadać mogłaby związek — jak to już przewidywał K. Smulikowski (1929) — z zakończeniem fazy magmowej i początkiem fazy hydrotermalnej, podczas gdy druga zawdzięczałaby swe powstanie chemicznym czynnikom powierzchniowym, działającym w zwykłej temperaturze w czasie późniejszym.

4. Struktura cieszynitu pozostaje w ścisłym związku z grubością intruzji. Odmiany gruboziarniste występują zwykle w żyłach najgrubszych. W miarę zmniejszania się grubości żył zmniejsza się również grubość ziarna skały. Struktury drobnoziarniste cechują cieszynity żył cienkich. Również i na peryferiach żył grubych skała staje się coraz bardziej drobnoziarnista, osiągając w pobliżu kontaktu z otaczającymi skałami osadowymi najdrobniejsze ziarno, na co zwrócił już uwagę K. Smulikowski (1929).

5. Cieszynity występujące w grubych żyłach reprezentują często odmianę leukokratyczną (Smulikowski 1929), a więc zawierającą większą ilość jasnych składników. Wybitnie zasadową odmianę melanokratyczną spotyka się zwykle w żyłach cienkich. Grubsze intruzje tej odmiany należą do rzadkości.

6. Charakterystyczną cechą cieszynitów nawet występujących w jednym odsłonięciu jest różny stopień zwietrzenia. Skały zupełnie świeże spotyka się wyjątkowo i to zwykle tylko w materiale z wierceń. Najbardziej zwietrzałe są zwykle odmiany leukokratyczne, tworzące najczęściej grube żyły. W ich obrębie obserwuje się cieszynity zwietrzałe jako ciemnobrunatnawą gliniastą masę z okrągławymi białawymi plamkami minerałów wtórnych (Goruszka), a gdzie indziej jako rozsypliwy brunatny piasek z połyskującymi czarno ziarnami amfibolu i blaszkami miki (Puńców, Czaniec). Oczywiście końcowy produkt wietrzenia uzależniony jest całkowicie od warunków, w których znajdowała się skała danej intruzji i jej otoczenie, tudzież od charakteru czynników na nią działających. Względnie świeże skały spotyka się najczęściej w cienkich żyłach, chociaż

i w ich obrębie są one czasem silnie zwietrzałe. Wyjątkowo tylko jak np. w kamieniołomie w Rudowie tworzący grubszą żyłę cieszynit jest względnie świeży. Ciekawą formę wietrzenia cieszynitu obserwuje się po zachodniej stronie wejścia do wyrobiska na Goruszce, a podobnie i w wyższej, grubszej żyle odsłonięcia 4. Wśród zwietrzałej masy cieszynitu występują tam kuliste skupienia skały świeższej. W miarę stopniowego coraz dalszego jej rozbijania wypadają skorupowato coraz bardziej spoiste i coraz świeższe kawałki skały. W samym środku wreszcie znajduje się kuliste jądro skały zupełnie świeżej barwy szaro-popielatawej, bardzo drobnoziarnistej. Tego rodzaju forma wietrzenia jest niewątpliwie uwarunkowana zjawiskami, które zachodziły podczas procesu stygnięcia magmy wciśniętej w postaci żyły w obręb skał osadowych.

WYSTĘPOWANIE CIESZYNITÓW W WIERCENIACH

Jak już powyżej podano, znane do tej pory, odsłaniające się na powierzchni intruzje cieszynitów związane są na omawianym obszarze ściśle z płaszczowiną cieszyńską. Dzięki temu wszelkie rozważania na temat charakteru i wieku intruzji posiadały ograniczone możliwości, jakie stwarzają wyłącznie powierzchniowe obserwacje. Możliwości te zostały co prawda znacznie rozszerzone przez niesłychanie wnikliwe rozważania J. Nowaka (1930) w pracy na temat wieku cieszynitów, w której autor ten podaje przykłady występowania intruzji cieszynitowych w warstwach eoceńskich na podstawie próbek jednego z wierceń na terenie Czechosłowacji, niemniej na naszym terenie właściwie brak było tego rodzaju danych. Dopiero liczne, wykonane po roku 1945 wiercenia poszukiwawcze i eksploatacyjne dostarczyły materiałów, które umożliwiają ponowne zajęcie się sprawą charakteru i wieku intruzji cieszynitowych.

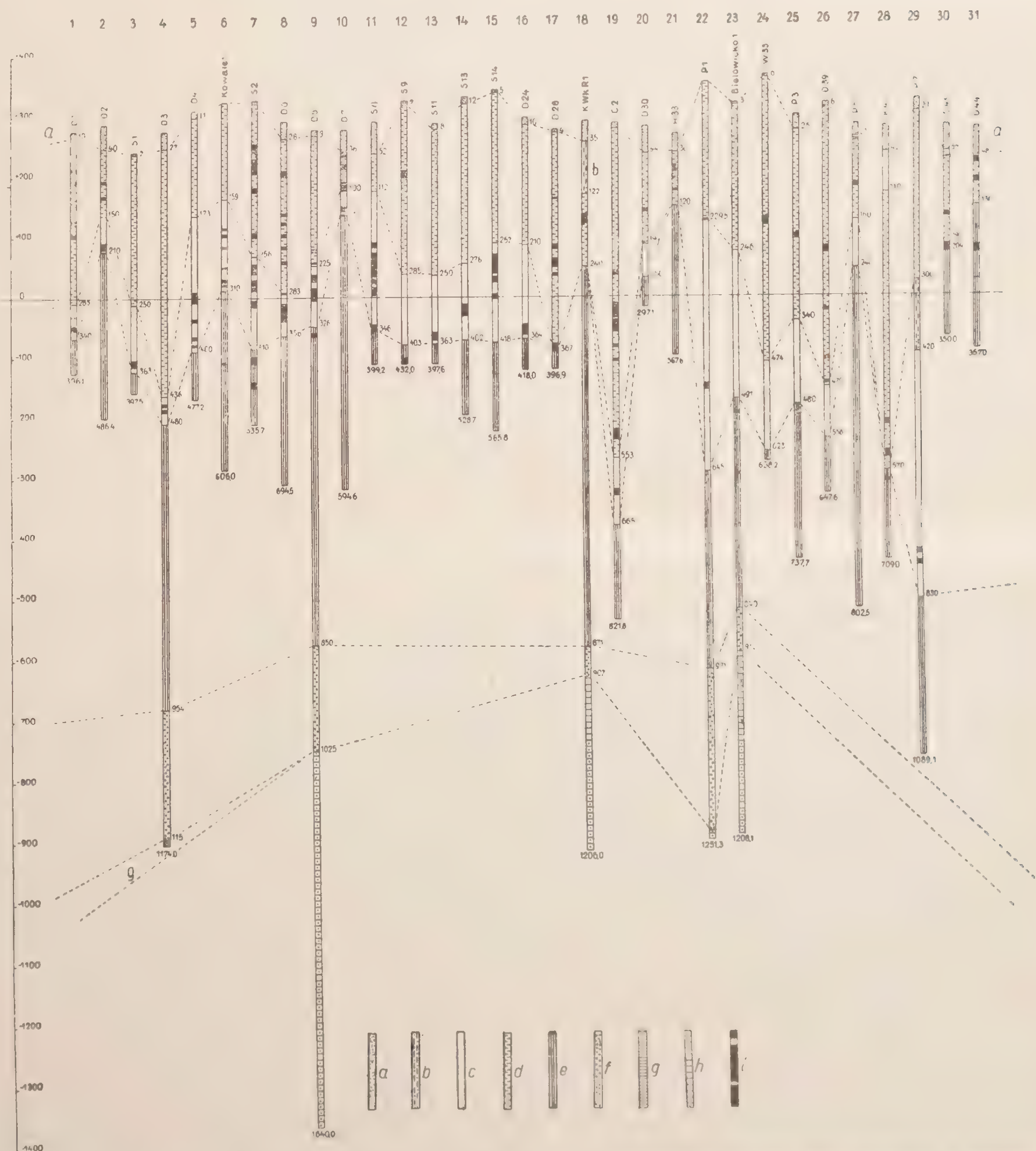
Na odwierconych do miesiąca marca 1958 w tym obszarze 63 otworów, które mogły napotkać intruzje cieszynitowe, zaobserwowano je w 31 otworach. Wystąpiły one zarówno w warstwach płaszczowiny cieszyńskiej, jak też w płaszczowinie podśląskiej i autochtonicznym miocenie (tabl. I). Ilość otworów, które nawierciły cieszynity w poszczególnych jednostkach tektonicznych, przedstawia się następująco:

Ilość otworów, które nawierciły cieszynity		
w płaszczowinie cieszyńskiej	w płaszczowinie podśląskiej	w miocenie
19	19	7

Z powyższego zestawienia wynika, że częstość występowania cieszynitów w płaszczowinie podśląskiej jest taka sama, jak w płaszczowinie

Wiercenia w których stwierdzono cieszynity

Forages dans lesquels on a constaté des teschénites



a czwartorzęd, *b* miocen paraautochtonu stropowego, *c* paleogen i kreda płaszczowiny [illegible] *d* warstwy cieszyńskie płaszczowiny cieszyńskiej, *e* miocen autochtonu płytowego, *f* [illegible] *g* paleogen i górna kreda fliszu zewnętrznego, *h* karbon produktywny, *i* cieszynity

a Quaternaire, *b* Miocène du paraautochtone du toit, *c* Paléogène et Crétacé de la nappe [illegible] *d* couches de Cieszyn de la nappe de Cieszyn, *e* Miocène de l'autochtone tabulaire, *f* [illegible] *g* Paléogène et Crétacé supérieur du Flysch extérieur, *h* Carbonifère productif, *i* teschénites

cieszyńskiej, wyłącznie w której cieszynity ukazują się na powierzchni. Natomiast w utworach autochtonicznego miocenu, na który nasunięte są powyższe jednostki, liczba ta spada nieco poniżej 50%, niemniej jest ona dostatecznie duża, aby stwierdzić fakt przebijania warstw mioceńskich przez cieszynity, co pociąga za sobą duże konsekwencje w związku z określeniem wieku tych intruzji.

Z podanych liczb można byłoby sądzić, że ilość otworów, które nawierciły cieszynity, jest większa od podanej na początku. Tymczasem niektóre z otworów nawierciły cieszynity wyłącznie tylko w jednej z przewierconych jednostek, podczas gdy inne w dwu, a nawet we wszystkich trzech. Poniżej podaję zestawienie otworów, w których nawiercono cieszynity, z zaznaczeniem, w jakich jednostkach je nawiercono.

Lp	Nazwa otworu	Występowanie cieszynitów		
		w płaszczowinie cieszyńskiej	w płaszczowinie podśląskiej	w miocenie
1	Dębowiec 1	+	+	—
2	Dębowiec 2	+	+	—
3	Simoradz 1	—	+	—
4	Dębowiec 3	—	+	—
5	Dębowiec 4	—	+	—
6	Kowale 1	—	+	+
7	Simoradz 2	+	+	+
8	Dębowiec 6	+	+	—
9	Dębowiec 5	+	+	+
10	Dębowiec 7	+	+	—
11	Simoradz 8	—	+	—
12	Simoradz 9	+	—	+
13	Simoradz 11	—	+	—
14	Simoradz 13	—	+	—
15	Simoradz 14	—	+	—
16	Dębowiec 24	—	+	—
17	Dębowiec 26	+	—	—
18	Kończyce Wk R 1	+	—	—
19	Cieszyn 2	+	+	—
20	Dębowiec 30	+	—	—
21	Haźlach 33	+	—	—
22	Pogórz 1	—	+	—
23	Bielowicko 1	—	—	+
24	Wilamowice 33	+	—	—
25	Pogórz 3	+	—	—
26	Wilamowice 39	+	—	—
27	Pogórz 5	+	—	—
28	Kostkowice 41	+	—	+
29	Pogórz 7	—	+	—
30	Dębowiec 43	+	+	—
31	Dębowiec 44	+	—	+

Ciekawe wyniki otrzymuje się po zestawieniu stref występowania cieszynitów w poszczególnych jednostkach tektonicznych, biorąc pod uwagę najmniejszą i największą głębokość ich w danej jednostce, odniesionych do poziomu morza. Zestawienie takie daje następujący obraz:

Zasięg głębokości w odniesieniu do poziomu morza oznaczających strefę występowania cieszynitów					
w płaszczowinie cieszyńskiej		w płaszczowinie podśląskiej		w miocenie	
+ 265	— 267	+ 152	— 452	+ 88	— 305

Okazuje się — co jest zresztą zupełnie naturalne — iż przypowierzchniową strefę do głębokości —267 m zajmują w odwierconych otworach intruzje cieszynitowe w warstwach cieszyńskich. Nieco niżej bo od głębokości +152 m ale aż do głębokości —452 m, czyli w strefie wynoszącej z górą 600 m, występują cieszynity związane z płaszczowiną podśląską. Intruzje cieszynitowe w warstwach autochtonicznego miocenu obejmują w dotychczasowych wierceniach strefę od głębokości +88 m do —305 m, wynoszącą niespełna 400 m. W tej chwili trudno jest przewidzieć, czy przedstawiony powyżej rozkład głębokości nawiercenia cieszynitów poszczególnych jednostek tektonicznych może posiadać jakieś szersze znaczenie. Nie jest to całkiem wykluczone, jakkolwiek nie jest również wyłączony czysty przypadek w tego rodzaju układzie stosunków. Jedno zdaje się nie ulegać wątpliwości, a mianowicie okoliczność, że cieszynity występujące w płaszczowinie podśląskiej mogą się ukazywać na powierzchni zajętej przez tę jednostkę, natomiast cieszynity tworzące żyły w warstwach mioceńskich ujawnić w omawianym obszarze mogą tylko wiercenia.

Stwierdzenie w całym szeregu otworów występowania cieszynitów w płaszczowinie podśląskiej i w warstwach mioceńskich posiada duże znaczenie w związku z zagadnieniem wieku intruzji. Szczególnie ważne są zaobserwowane zmiany kontaktowe w skale przylegającej do żył cieszynitów. Ponieważ opisywanie wszystkich cieszynitów oraz towarzyszących im stref kontaktowych nawierconych w płaszczowinie podśląskiej czy też w miocenie uważam za zbędne, ograniczę się tylko ze względów dokumentacyjnych do opisu intruzji cieszynitowych i towarzyszących im warstw w otworach Pogórz (Wapienica) 7 i Kostkowice 41, oraz do krótkiego przedstawienia stosunków w otworach Dębowiec 43 i Cieszyn 2.

Otwór Pogórz (Wapienica) 7

W otworze tym nawiercono cieszynity w warstwach płaszczowiny podśląskiej. Płaszczowinę tę w omawianym otworze napotkano w głębo-

kości 420,0 m, a przewiercono w głębokości 830,0 m. W głębokości 431,0-559,0 m, 658,7-670,0 m oraz 673,4-701,0 m natrafiono na porwaki warstw cieszyńskich. W sąsiedztwie cieszynitów wystąpiły tu następujące warstwy:

744,3-746,8 (wydobyto 2 m rdzenia)

Sk. I.[2] piaskowiec drobnoziarnisty szary, miejscami z ciemnymi smugami substancji organicznej.

Sk. II. 90 cm iłołupek czarny (—) zlustrowany przemieszany z iłołupkiem ciemnoszarym rozsypliwym bardzo silnie zlustrowanym (na drobne łuseczki). 10 cm ciemnoszara skała magmowa typu cieszynitowego.

747,4-751,3 (wydobyto 3,45 m rdzenia).

Sk. I. 90 cm margle zielone kontaktowo przeobrażone z infiltracjami kalcytu zmieszane z czarnymi łupkami (—) przeobrażonymi w rodzaj łupków jaspisowych. Zawierają cienkie żyły kalcytu i noszą ślady wyślizgania. U dołu 10 cm szaro-brunatna skała magmowa typu cieszynitowego.

Sk. II. szaro-brunatnawa, drobnoziarnista skała magmowa typu cieszynitowego z większymi osobnikami mineralnymi, wykazująca jakby pozorne warstwowanie o upadzie około 62°. Sporadycznie występują warstewki kalcytu na pęknięciach skały łukowatego kształtu. Wspomniane pozorne warstwowanie wskazuje najprawdopodobniej kierunek dajki cieszynitowej.

Sk. III. szaro-brunatnawa drobnoziarnista skała magmowa z większymi osobnikami mineralnymi i sporadycznymi cienkimi żyłami kalcytu, który w wypełnieniach próżni tworzy zespoły kryształów.

Sk. IV. 20 cm ciemnobrunatnej zwietrzałej skały magmowej typu cieszynitowego, lśniącej na powierzchni od wielkiej ilości minerałów blaszkowych, poniżej 25 cm stalowo-szara, bardzo twarda drobnoziarnista skała cieszynitowa z większymi osobnikami mineralnymi, o smugach ciosowych zapadających pod kątem 40°.

759,7-760,6 (wydobyto 0,7 m rdzenia)

Sk. I. 30 cm piaskowiec jasnoszary o nieprzesortowanym ziarnie (+) ze sporadycznie występującymi większymi skaolinizowanymi skaleniami, 40 cm iłołupki zielone i ciemnoszare (+) silnie zgniecione.

760,6-766,7 (wydobyto 5 m rdzenia)

Sk. I. iłołupki ciemnoszare i czarne (+) silnie zgniecione i łuskowato zlustrowane.

Sk. II. jak wyżej.

Sk. III. jak wyżej.

Sk. IV. iłołupki ciemnoszare silnie zgniecione bardzo słabo wapniste z cien-

---

[2] Wydobyty z otworu wiertniczego rdzeń dzieli się na jednometrowe odcinki, które wkłada się do odpowiednich skrzynek. Skrzynki te opatruje się nazwą wiercenia, głębokościami interwału rdzeniowanego mechanicznie, porządkowym numerem rdzenia oraz liczbą skrzynki, jak np. Sk. I, Sk. II itd., w zależności od długości wydobytego rdzenia. Sk. I oznacza zawsze najwyższy metrowy odcinek wydobytego rdzenia, a liczby wyższe odcinki metrowe następne. Najniższa skrzynka nie zawiera zwykle pełnego metra rdzenia, lecz pozostałość ponad całe metry. Używanie tego rodzaju oznaczeń jest konieczne ze względu na okoliczność, że są one ogólnie stosowane przy rdzeniach wydobytych z wierceń obrotowych. Znak (+) oznacza zawartość węglanu wapnia. (+) bardzo dużą zawartość, (—) brak węglanu wapnia.

kimi soczewkowatymi wtrąceniami bardzo drobnoziarnistych jasnoszarych piaskowców wapnistych.

Sk. V. iłołupek ciemnoszary silnie zgnieciony i zlustrowany z domieszką iłołupku ciemnoszarego wapnistego bez śladów zmian tektonicznych.

766,7-770,2 (wydobyto 4 m rdzenia)

Sk. I. iłołupki czarne (—) liściaste, silnie zgniecione i zlustrowane, zawierające miejscami cieniutkie do 2 mm warstewki drobnoziarnistego, jasnoszarego piaskowca bezwapnistego.

Sk. II. iłołupki ciemnozielone wapniste przemieszane z silnie zlustrowanymi iłołupkami czarnymi bezwapnistymi.

Sk. III. iłołupki ciemnoszare, zlustrowane.

Sk. IV. jak wyżej.

770,4-771,4 (wydobyto 1 m rdzenia)

Sk. I. 80 cm skała magmowa szaro-brunatnawa typu cieszynitowego upstrzona ciemnymi plamami, zawierająca miejscami nagromadzenia krystalicznego kalcytu i białe plamki nieoznaczonych bliżej minerałów wtórnych, 20 cm łupki ciemnoszare (—) zmienione kontaktowo, jakby skrzemieniałe.

771,4-773,0 (wydobyto 2 m rdzenia)

Sk. I. 80 cm piaskowiec jasnoszary, średnioziarnisty z nieforemnymi skupieniami, a także żyłkami żółtego kalcytu, przechodzący ku dołowi w drobny zlepieniec, 20 cm iłołupki liściaste czarne, zlustrowane z cienkimi warstewkami jasnoszarych drobnoziarnistych piaskowców (+).

Sk. II. 20 cm piaskowiec szary o źle wysortowanym ziarnie z białymi plamami skaolinizowanych skaleni. 80 cm czarne łupki rozsypliwe, silnie zlustrowane.

Przytoczony megaskopowy opis rdzeni intruzji magmowych i sąsiadujących z nimi skał wskazuje na widoczne zmiany kontaktowe. Były one ostatnio przedmiotem szczegółowych badań Dr. W. Parachoniaka. Wyniki tych badań, jak również i badań mikropaleontologicznych warstw opisanego odcinka wiercenia znajdują się w będącej obecnie w druku pracy wymienionego badacza pt. „Cieszynity z otworu wiertniczego Pogórz 7“. Stwierdzają one przynależność intrudowanych skał do płaszczowiny podśląskiej.

Otwór „Dębowiec 43“

Z tej samej jednostki tektonicznej pochodzi fragment rdzenia, którego zdjęcie przedstawia plansza XLVI. Wydobyty on został z otworu „Dębowiec 43“, głębokość 198,1-202,7 m, Sk. II, 23-38 cm od góry. Obserwuje się tam 2 cm miąższości wyraźnie kontaktowo zmieniony popielatoszary łupek z jasnymi soczewkowatymi smugami, przylegający bezpośrednio do skały magmowej. Skała ta posiada barwę ciemnoszarą, upstrzoną ciemniejszymi plamkami próżni po gazach oraz białawymi, okrągławymi plamami wtórnych minerałów. Ponadto widoczne są okrągławe lub owal-

ne, dość rzadko rozsiane wypukłości o średnicy 1-3 mm, o barwie skały, utworzone z trudnych do zidentyfikowania pod lupą osobników mineralnych. „Migdałowcowy" charakter skały cieszynitowej wskazuje na duże bogactwo gazów w brzeżnych częściach intruzji przylegających bezpośrednio do skały osadowej. Równocześnie — ze względu na typowy charakter łupków występujących w sąsiedztwie — podany przykład jeszcze raz potwierdza wiek cieszynitów młodszy w tym przypadku od eocenu. Bogactwo w występowaniu w próżniach skały minerałów wtórnych, a zwłaszcza kalcytu zaznacza się w cienkich żyłach cieszynitu w płaszczowinie podśląskiej w otworze „Kowale 1".

Otwór Kostkowice (Dębowiec) 41

W otworze Kostkowice 41 warstwy cieszyńskie z intruzjami cieszynitów występują do głębokości 570,0 m. Spoczywają one bezpośrednio na szaro-zielonych marglistych iłołupkach z resztkami makrofauny przynależnych do autochtonicznych warstw miocenu. W tych właśnie warstwach nawiercono intruzję cieszynitową.

537,2-539,3 (wydobyto 2 m rdzenia)
Sk. I. łupki ciemnobrunatne i czarne (+) zlustrowane, lokalnie z warstewkami kalcytu.
Sk. II. jak wyżej.

539,3-541,8 (wydobyto 2 m rdzenia)
Sk. I. łupki ciemno-brunatne (+).
Sk. II. drobnoziarnisty, ciemny cieszynit.

541,8-543,2 (wydobyto 2 m rdzenia)
Sk. I. 90 cm drobnoziarnisty, ciemny cieszynit, 10 cm wapień szary, twardy.
Sk. II. 30 cm szary twardy wapień kontaktowo zmieniony, 70 cm drobnoziarnisty ciemny cieszynit.

543,2-545,0 (wydobyto 1,80 m rdzenia)
Sk. I. drobnoziarnisty, ciemny cieszynit.
Sk. II. jak wyżej.

545,0-547,1 (wydobyto 2 m rdzenia)
Sk. I. ciemny drobnoziarnisty cieszynit, u dołu przechodzi w brunatny.
Sk. II. iłołupki zielone, zlustrowane, porwak ze skał płaszczowiny podśląskiej.

547,1-548,8 (wydobyto 1,3 m rdzenia)
Sk. I. łupek ciemnostalowy, smugowany, twardy wapnisty kontaktowo zmieniony.
Sk. II. ciemny, drobnoziarnisty cieszynit.

548,8-550,2 (wydobyto 1 m rdzenia)
Sk. I. łupki ciemnostalowe twarde, kontaktowo zmienione.

550,2-551,0 (wydobyto 0,3 m rdzenia)
Sk. I. ciemny, drobnoziarnisty cieszynit (rdzeń w kawałkach).

551,0-554,2 (wydobyto 3,4 m rdzenia)
Sk. I. iłołupek ciemnobrunatny wapnisty silnie zlustrowany.
Sk. II. iłołupek ciemnobrunatnawy wapnisty silnie zlustrowany.
Sk. III. iłołupki ciemnobrunatne wapniste zlustrowane, przemieszane z czarnymi łupkami liściastymi (—) silnie zlustrowanymi, bitumicznymi (porwak łupków menilitowych ?).
Sk. IV. łupki ciemnobrunatne wapniste zlustrowane. twardsze niż normalnie.

554,2-555,5 (wydobyto 1 m rdzenia)
Sk. I. łupki ciemnobrunatne bardzo wapniste silnie zlustrowane.

555,5-558,9 (wydobyto 2 m rdzenia)
Sk. I. łupki ciemnobrunatne wapniste silnie zlustrowane.
Sk. II. jak wyżej.

558,9-562,9 (wydobyto 3 m rdzenia)
Sk. I. łupki ciemnobrunatne wapniste zlustrowane.
Sk. II. jak wyżej.
Sk. III. łupki ciemnobrunatne wapniste zlustrowane z cienkimi warstewkami ciemnoszarych wapieni.

562,9-567,0 (wydobyto 2,7 m rdzenia)
Sk. I. łupki ciemnobrunatne wapniste zlustrowane. upad 11°, miejscami uwarstwienie nieregularne.
Sk. II. jak wyżej.
Sk. III. jak wyżej.

567,0-569,0 (wydobyto 2 m rdzenia)
Sk. I. 10 cm drobnoziarnisty ciemny cieszynit, 90 cm łupki ciemnobrunatne wapniste zlustrowane z wkładkami ciemnoszarych wapieni, upad warstw 40°.
Sk. II. łupek ciemnobrunatny zlustrowany z wkładkami ciemnoszarych wapieni.

569,0-575,4 (wydobyto 6 m rdzenia)
Sk. I. ciemnobrunatne iłołupki (+) silnie zlustrowane (łupki cieszyńskie dolne).
Sk. II. 50 cm. łupki ciemnobrunatne wapniste zlustrowane, poniżej 50 cm iłołupki ciemnoszare z okruchami makrofauny. Od głębokości 570,5 m miocen.
Sk. III. iłołupki ciemnoszare wapniste mioceńskie. lokalnie zapiaszczone, z drobnymi łuskami miki.
Sk. IV. jak wyżej.
Sk. V. jak wyżej.
Sk. VI. jak wyżej.

575,4-578,6 (wydobyto 2,4 m rdzenia)
Sk. I. 85 cm łupki szaro-zielonawe wapniste zlustrowane, 15 cm mułowiec szaro-zielony twardy wapnisty z nielicznymi blaszkami miki.

Sk. II. łupek szaro-zielonawy wapnisty.
Sk. III. łupek czarny, bitumiczny, marglisty z wkładkami ciemnoszarych wapieni ze strzałką (porwak łupków cieszyńskich dolnych).

578,6-582,7 (wydobyto 2,4 m rdzenia)
Sk. I. iłołupki szaro-zielone wapniste miejscami piaszczyste, słabo zlustrowane, u dołu piaskowiec jasnoszary ze skaolinizowanymi skaleniami, średnioziarnisty wapnisty.
Sk. II. iłołupki szaro-zielonawe wapniste.
Sk. III. iłołupki szaro-zielonawe wapniste, w spodzie ciemno-szare „skamieniałe błoto" z ziarnami białego i ciemnego kwarcu z częstymi odciskami makrofauny mioceńskiej.

582,7-586,0 (wydobyto 3 m rdzenia)
Sk. I. iłołupki ciemnoszare (+).
Sk. II. mułowiec ciemnoszary, twardy z resztkami makrofauny.
Sk. III. jak wyżej

586,0-588,2 (wydobyto 1 m rdzenia)
Sk. I. 50 cm mułowiec ciemnoszary, zbity z okruchami makrofauny mioceńskiej, 50 cm skała magmowa ciemna, drobnoziarnista, przypominająca ciemną odmianę cieszynitów.

588,2-589,4 (wydobyto 1 m rdzenia)
Sk. I. iłołupki ciemnoszare, cienkolaminowane zbite, miejscami krzemieniste, kontaktowo zmienione.

589,4-591,4 (wydobyto 1 m rdzenia)
Sk. I. iłołupek ciemnoszary wapnisty, miejscami piaszczysty, o nieregularnym przełamie. Upad około 2°.

591,4-593,8 (wydobyto 2 m rdzenia)
Sk. I. iłołupki ciemnoszare wapniste, miejscami piaszczyste. Upad około 2°.
Sk. II. jak wyżej.

593,8-596,1 (wydobyto 2,3 m rdzenia)
Sk. I. iłołupek ciemnoszary wapnisty, miejscami piaszczysty.
Sk. II. jak wyżej.
Sk. III. iłołupek ciemnoszary wapnisty, u góry cienkie 2 cm wkładki szarego, gruboziarnistego piaskowca z okruchami makrofauny.

596,1-599,0 (wydobyto 2,9 m rdzenia)
Sk. I. iłołupek ciemnoszary wapnisty, miejscami piaszczysty.
Sk. II. iłołupek ciemnoszary wapnisty, z wkładkami szarego piaskowca gruboziarnistego z okruchami makrofauny.
Sk. III. iłołupek ciemnoszary wapnisty, miejscami piaszczysty.

Z warstw sąsiadujących ze skałą magmową pobrałem cztery próbki w głębokości od 578,6 m do 589,4 m dla badań mikropaleontologicznych, które zostały wykonane przez Mgr W. Porębską (por. tab. 1).

Tabela (Liste) 1

Mikrofauna z wiercenia (Microfaune du forage) Kostkowice 41	578,6—582,7 m	582,7—586 m	586—588,2 m	588,2—589,4 m
Dendrophrya latissima Grzyb.	S	S		S
Reophax pilulifera Brady		S		
Ammodiscus incertus d'Orb.	S			
Trochamminoides contortus (Grzyb.)		S		
Recurvoides deflexiformis (Noth)		S		
Haplophragmoides sp.	F	S		R
Spiroplectammina carinata (d'Orb.)	R	S		S
Textularia sp.		S		
Karreriella gaudryinoides (Forn.)	R	S	S	
Quinqueloculina agglutinans d'Orb.		S		
Q. akneriana d'Orb.		S	S	S
Q. lamarckiana d'Orb.		S		
Q. longirostra d'Orb.		S		
Spiroloculina depressa d'Orb.		S		
Trochammina sp.		S		
Robulus calcar (Linne)		S		
R. clericii (Forn.)		S		
R. clypeiformis d'Orb.		S		
R. cultratus Montfort		R		
R. echinatus (d'Orb.)		S		
R. inornatus d'Orb.		S		
R. orbicularis (d'Orb.)		S		
R. papilous (Ficht. & Moll)		S	S	S
Robulus sp.		S		
Spirolina arietina (Batsch)		S		
Dentalina scabra Reuss		S		S
Nodosaria longiscata d'Orb.				S
Globulina gibba d'Orb.	S			
Nonion pompilioides (Ficht. & Moll)	S	S		S
N. scaphum (Ficht. & Moll)	S	S		S
Elphidium advenum (Cushm.)		S		
Heterostegina costata d'Orb.		S		
Pseudotextularia sp.		S		
Nodogenerina consobrina (d'Orb.)	S	S	S	S
N. scripta (d'Orb.)	S			
Bulimina elongata d'Orb.	S			S
B. elongata subulata Cushm. & Park.	S			S
B. inflata Seguenza	S	S		S
Bolivina dilatata Reuss	R			R
B. polonica Bieda	S			
Uvigerina acuminata Hosius		S		
U. cocoaensis Cushm.				S
U. laubeana Schubert	S			
U. mioschwageri Finlay		S		S
U. tenuistriata Reuss		S		

(c.d. Tab. (Liste) 1)

Mikrofauna z wiercenia (Microfaune du forage) Kostkowice 41	578.6—582,7 m	582,7—586 m	586—588,2 m	588,2—589,4 m
Uvigerina sp.	S	S		S
Sphonodosaria sp.		S		
Ellipsolagena apiculata Reuss				S
Valvulineria complanata (d'Orb.)	R	S		
Gyroidina soldani d'Orb.	R	S		S
Eponides haidingeri (d'Orb.)				S
E. praecinctus (Karrer)	S	S		
E. schreibersi (d'Orb.)				S
Rotalia beccarii Linne	R	S		S
R. stellata Reuss		S		
Epistomina elegans (d'Orb.)		S		
Amphistegina sp.		S		
Ceratobulimina carpatica Bieda		S		
Cassidulina laevigata d'Orb.				S
Pullenia bulloides d'Orb.	R			S
Sphaeroidina bulloides d'Orb.				S
Globigerina bulloides d'Orb.	F	S		C
Globigerinoides triloba (Reuss)	R	R	S	C
Orbulina suturalis Bronnimann		S		
Globorotalia scitula (Brady)	A	S	S	A
Cibicides boueanus (d'Orb.)	S			
C. pseudoungerianus Cushm.	S	S		S
Asterocyclina sp.		S		
C. ungerianus (d'Orb.)	S			R
C. ungerianus (d'Orb.) var. *ornata* Cushm.	S			

Na podstawie częstości występowania poszczególnych form (tab. 1) — Mgr W. Porębska wydała następującą opinię:

„Najbogatszą mikrofaunę zawiera próbka z głębokości 582,7-586 m, a najuboższą (zaledwie ślad fauny) — próbka z głębokości 586-588,2 m. Wspólną cechą dwóch pozostałych próbek jest masowe występowanie gatunku *Globorotalia scitula* (Brady). W składzie zespołu bogatej próbki (z głęb. 582,7-586 m) uderza znaczna ilość robulusów. Charakterystycznym wśród nich jest gat. *Robulus echinatus* (d'Orbigny). Dla stratygrafii najważniejsze jest występowanie gatunku *Heterostegina costata*

---

* Częstość występowania mikrofauny zaznaczono następującymi symbolami: La fréquence de la présence de la microfaune est marquée par les symboles suivants:
S = 1—5 ok. (spécimen), R = 5—12 ok., F = 12—25 ok., C = 25—50 ok., A = ponad (audessus de) 50 ok.

d'Orbigny. W próbce tej na uwagę zasługuje również pojawianie się dość liczne otwornic z rodzaju *Quinqueloculina* (rodzina Miliolidae).

Gatunki z rodziny Miliolidae (*Quinqueloculina agglutinans* d'Orbigny, *Q. akneriana* d'Orbigny, *Q. lamarckiana* d'Orbigny, *Q. longirostra* d'Orbigny, *Spiroloculina depressa* d'Orbigny) wskazują na ciepłe i niezbyt głębokie morze.

Wśród wszystkich gatunków przewagę stanowią gatunki wapienne; formy aglutynujące reprezentowane są przez gatunki: *Dendrophrya latissima* Grzybowski, *Haplophragmoides* sp., *Spiroplectammina carinata* (d'Orbigny), *Karreriella gaudryinoides* (Fornasini).

Nieznaczną domieszkę form fliszowych stanowią: *Reophax pilulifera* Brady, *Ammodiscus incertus* (d'Orbigny), *Recurvoides deflexiformis* (Noth), *Trochamminoides contortus* (Grzybowski), *Trochammina* sp., *Pseudotextularia* sp.

Wiek wszystkich próbek określa się jako dolnotortoński. Wskazuje na to: występowanie *Heterostegina costata* d'Orbigny, liczne występowania robulusów, a głównie dolno-tortońskiego *Robulus echinatus* (d'Orbigny) oraz masowe występowanie *Globorotalia scitula* (Brady)".

Z powyższej opinii wynika, że warstwy zawierające intruzję cieszynitu należą do dolnego tortonu.

Badania mikropaleontologiczne uzupełniają wyniki prac petrograficznych wykonanych przez Prof. Dr. A. Gawła, za co Mu niniejszym składam serdeczne podziękowanie. Opinia Prof. Dr. A. Gawła na temat cieszynitu nawierconego w warstwach mioceńskich oraz jego otoczenia przedstawia się następująco.

„Opis mikroskopowy materiału z wiercenia Kostkowice (Dębowiec) 41"

„Utwory mioceńskie, zawierające cieszynit na głęb. 586,0-588,2 m (dolna część rdzenia) są zbudowane w pobliżu występowania tej skały z piaskowców i mułowców. I tak na głęb. 575,4-578,6 m znajduje się drobnoziarnisty piaskowiec ciemnosmugowany (mułowiec), o spoiwie kalcytowym. Obok ostrokrawędzistych ziarn kwarcu widoczne są drobne ilości miki białej i liczne nieoznaczalne szczątki wapienne mikroorganizmów. Oprócz węglanu wapnia o strukturze niewątpliwie organogenicznej istnieje też kalcyt krystaliczny ziarnisty, spełniający rolę spoiwa. Smugowanie równoległe pochodzi od brunatnych substancji organicznych.

Na głęb. 586,0-588,2 m (górna część rdzenia) piaskowiec (mułowiec) mioceński staje się średnioziarnisty o spoiwie częściowo kalcytowym, ziarnistym, częściowo pelitycznym i pozbawionym oznaczalnych struktur. Rzadko zdarzają się nieoznaczalne szczątki wapiennych szkieletów. Ziarna kwarcu ostrokrawędziste, klarowne, zazwyczaj nie posiadają wrostków i wygaszają falisto światło spolaryzowane, czasem okazują wyraźne spękania, co przemawiałoby za silnym oddziaływaniem dynamicznym na materiał skalny już osadzony. Sporadycznie można zauważyć drobne okruchy wielokrotnie zbliźniaczonego skalenia o wyglądzie całkowicie świeżym. Rzadkie są skupienia pyłków ilastych i rudnych, gdzieniegdzie są widoczne blaszki muskowitu i nieregularne ziarenka glaukonitu o średnicy poniżej średnicy kwarców.

W bezpośrednim sąsiedztwie cieszynitu występują ciemnoszare mułowce z okruchami fauny (głęb. 586,0-588,2 m). Pod mikroskopem zaznacza się słabo delikatne smugowanie, polegające na zagęszczeniu mułku kwarcowego kosztem substancji iłowych. Zdarzają się też smugi przechodzące w średnioziarnisty piaskowiec

o ziarnach zaokrąglonych, jeśli są większe, ostrokrawędzistych zaś im mniejsze posiadają rozmiary. Zdarzają się też sporadycznie dość duże okruchy ortoklazu o strukturze pertytowej. W partiach gruboziarnistych i w ich pobliżu mułowce wykazują stosunkowo najwięcej okruchów fauny. Substancje iłowe rozpraszają światło, czyniąc preparat mało przejrzystym. Niezależnie od tego zaciemnienia preparatu i w ogóle ciemna barwa skały pochodzi od substancji organicznych, bądź jednostajnie rozmieszczonych, bądź występujących w nieregularnych, często bardzo drobnych skupieniach. Wśród substancji iłowych obserwuje się dość gęstą siatkę niezmiernie cienkich, bezładnie rozmieszczonych blaszek muskowitu lub illitu.

Brak w dostępnych preparatach śladów przejaśnień, które by można odnieść do wytlenia substancji organicznej wskutek kontaktu z cieszynitem. Istnieją wobec tego dwie możliwości określenia pozycji cieszynitu. Można go uważać bądź za egzotyk, bądź za intruzję cienkiej żyły o bardzo niskiej temperaturze, bliskiej krzepnięcia magmy.

Dla zakończenia przeglądu skał klastycznych, należy podać opis piaskowca, występującego pod cieszynitem, na głęb. 596,1-599,0 m. Jest to piaskowiec średnio- a nawet gruboziarnisty o spoiwie wapnistym zbitym i kalcytowym. Przeważają ziarna kwarcu o dużych średnicach, zaokrąglone, klarowne, rzadziej falisto ściemniające. Często otoczaki kwarcu stanowią zazębiony zrost kilku osobników, charakterystyczny dla skupień kwarcu w gnejsach, czy też granitach iniekujących w seriach migmatytowych. Frakcja ziarn średnioziarnistych ustępuje co do ilości zarówno frakcji mułku kwarcowego, jak i frakcji gruboziarnistej. Wśród frakcji gruboziarnistej zdarzają się ortoklazy, często pertytowo przerosłe. W niektórych ziarnach ortoklazu można stwierdzić występowanie wrostków skalenia zbliźniaczonego, silnie zserycytyzowanego (z granitów migmatytowych ?). Zdarzają się też okruchy skał wapiennych, kwarcytów i lidytów. Szczątki organiczne wapienne są nieoznaczalne i niezbyt liczne.

Cieszynit z głęb. 586,0-588,2 m (pl. L.) jest skałą średnioziarnistą, pozornie mezokratyczną, z powodu dość obfitego tła skalnego, zresztą silnie przeobrażonego. Pod mikroskopem ujawnia się struktura porfirowa reprezentowana występowaniem krótkosłupkowych minerałów ciemnych. Wśród minerałów ciemnych widoczne są dwie generacje. Starszą generację tworzą bezbarwne w cienkich płytkach idiomorficzne i słabo dwójłomne augity egirynowe o kącie Z/γ — około 52° i kącie osi optycznej 2 Vγ — 54-56° i diopsydy (Z/γ — 37°, 2 Vγ — 52°). Minerały te często są obrośnięte pigeonitem. Ustępują im co do liczebności w skale i co do wielkości brunatne w świetle przechodzącym lamprobolity (Z/γ — 6°, 2 Vγ — 70°). Pojawiają się natomiast obficie brunatne blaszki biotytu, obwiedzione najczęściej obwódkami o intensywniejszym, ciemniejszym pleochroizmie. Biotytowi towarzyszą zwykle większe skupienia magnetytu, rozsianego poza tym równomiernie w całej skale. Spotyka się liczne wydłużone igły apatytu. Brak skaleni. Zaledwie w paru małych ziarnach można rozpoznać słabo dwójłomny skaleń potasowy (sanidyn?).

Tło skalne opisywanego cieszynitu stanowią masy mało przejrzyste zbite, gdzieniegdzie przechodzące w słabo dwójłomne promienisto ułożone skupienia natrolitu. W kilku miejscach można było zauważyć niebieskawe, kwadratowe zarysy zmętniałego od wrostków hauynu na tle słabo przejrzystej masy mezostasis. Do produktów rozkładu skały, być może, typu wietrzenia powierzchniowego należy zaliczyć kalcyt i skupienia krzemionki bezpostaciowej, której brunatne zabarwienie często układa się w liesegangowskie smugi dyfuzyjne.

Opisany cieszynit przedstawia produkt krystalizacji magmy zasadowej szeregu alkalicznego, silnie uwodnionej w ostatniej fazie jej zestalenia. Stąd też tło

skalne być może predysponowane do wykształcenia się głównie w postaci nefelinu uległo zeolityzacji. Oddziaływanie autopneumatoliczne pary wodnej zaznaczyło się między innymi wytworzeniem ciemnych obwódek zewnętrznych na biotytach, w których pod wpływem pary wodnej żelazo dwuwartościowe biotytu uległo utlenieniu na żelazo trójwartościowe, powodujące pogłębienie barwy pleochroicznej. Wspomniany cieszynit różni się od cieszynitów z warstw kredowych nasuniętych na miocen, przede wszystkim obecnością biotytu (magma ouachitowa), a wśród minerałów wczesnych generacji obecnością bezbarwnego diopsydu i augitu egirynowego. W cieszynitach z warstw kredowych obecny jest augit zwyczajny i tytanowy, brak natomiast biotytu".

W związku z ogólnie poruszonymi w przytoczonej wyżej opinii Prof. Dr. A. Gawła pewnymi różnicami pomiędzy cieszynitami z płaszczowiny cieszyńskiej, a cieszynitem z warstw mioceńskich otworu „Kostkowice 41" powstało zagadnienie jakości różnic pomiędzy wymienionymi skałami. Prof. Dr A. Gaweł zgodził się z całą życzliwością przejrzeć i zbadać dodatkowo cały szereg preparatów, po czym wydał następującą opinię.

„Cieszynity nawiercone w głębokości 543,20-569,00 m znajdują się w warstwach kredowych. Warstwy te są zbudowane nad cieszynitami z iłów mułkowych, kwarcowo-illitowych, często piaszczystych, laminowanych, zawierających smugi i gniazda kalcytu. Obfita strzałka kalcytowa przecina je poprzecznie do uławicenia. Dolna część iłów, stanowiąca spąg cieszynitu jest łupkiem marglistym. Należy podkreślić, iż wewnątrz cieszynitu znajdują się dwie wkładki iłów — jedna, wyraźnie laminowana na głębokości 548,80-550,20 m, druga pomiędzy 551,00-554,20 m. Wykształceniem zbliżają się te wkładki do niżej leżących łupków marglistych względnie wapieni marglistych.

Cieszynit stanowi odmianę gruboziarnistą o porfirowym wykształceniu. Spągowa jego partia (górna część rdzenia 567,00-569,00 m) jest silnie skalcytyzowana, minerały femiczne wykazują znaczny stopień hydrotermalnego przeobrażenia. Najlepiej są zachowane pirokseny jasne z odcieniem zielonkawo-szarym (diopsyd diabazowy), zazwyczaj doskonale idiomorficzne, choć nieraz wykazujące obtopienie konturów i kataklazę. Rzadsze są augity szarawe z odcieniem różowawym, przecięte bądź szczelinami płaszczyzn łupliwości bądź nieregularnymi spękaniami przełamu muszlowego. Na ich powierzchniach gromadzą się obficie blaszki chlorytu. Od żółtawo-szarego tła skalnego słabo dwójłomnego, często wykazującego pęczki wykrystalizowanych igiełek apatytu, oddzielają się bardzo słabo blaszkowate natrolity o bardzo niskich barwach interferencyjnych.

Cieszynit nieprzeobrażony, stanowiący główną masę intruzji odznacza się dużą zmiennością składu mineralnego. W części najniższej cieszynitu dominuje wśród jego prakryształów spękany augit częściowo tytanowy. Towarzyszą mu diopsydy augitowe (Z/γ — 34-36°). Zdarzają się też duże amfibole o silnym pleochroizmie brunatnym, nieraz obrastające pirokseny w sposób krystalograficznie prawidłowo zorientowany. W tle skalnym widoczne są słabo dwójłomne zarysy minerałów o tabliczkowatym rozwoju (natrolit). Ku górze (dolna część rdzenia 547,10-548,80 m) wzrasta ilość amfiboli w postaci obtopionych słupków, pojawiają się też nieliczne blaszki biotytu. W sąsiedztwie tych dwóch składników spostrzega się obfite skupienia dużych stosunkowo ziarn rud żelaza.

Wyższa partia cieszynitu cechuje się przewagą augitu tytanowego, wykształconego w dużych słupkowych osobnikach. Amfibol i biotyt są sporadyczne. Częste są skupienia chlorytu, nieraz w postaci sferolitycznych agregatów. Zazwyczaj przyjmuje się, iż chloryt wypełnia pseudomorficzne oliwiny. Napotyka się jednakowoż także same skupienia chlorytu na miejsce piroksenów. Duże ziarna dość obfitych rud żelaznych i tło skalne częściowo przekrystalizowane w nieregularne pęczki zeolitów dopełniają obrazu tej odmiany cieszynitu.

Nieco wyżej wewnątrz intruzji cieszynitu (górna część rdzenia 545,00-547,10 m) pl. LI) pojawiają się obok mniej lub więcej równoważnych ilości diopsydu i augitu ponownie brunatne amfibole, tworzące bądź samoistne obtopione słupki, bądź narosłe obwódki na piroksenach. Odmiana ta jest bogata w długie, dość grube igły apatytu. Czarne rudy żelaza, chloryt, często sferolitycznie ułożony są równomiernie rozmieszczone wśród stosunkowo skąpego tła skalnego.

Najgórniejsza część intruzji jest wykształcona porfirowo, przy czym ilość żółtawo-szarego tła skalnego wzrasta dość znacznie w porównaniu z innymi opisanymi odmianami. Przeważają różowawo-szare augity tytanowe często o budowie klepsydrowej. Obrastają one czasem jaśniejsze, zielonawo-szarawe diopsydy. Te ostatnie są dość rzadkie. Do rzadkości należą też płatki brunatnego biotytu. Tło skalne z licznymi igiełkami apatytu ulega częściowemu przekrystalizowaniu na zeolity.

Analiza mikroskopowa nawierconej intruzji cieszynitu ujawnia jej zróżnicowanie (pl. LII) w składzie mineralnym, będące wynikiem smugowego nagromadzenia się pary wodnej w obrębie intruzji. Stąd to wypływa istnienie poziomów bogatszych v amfibol i biotyt przy równoczesnym masowym pojawianiu się rud żelaza. Obfity hloryt zdaje się być produktem wczesnej autopneumatolizy prowadzącej do rozkładu właszcza oliwinu, a także częściowo piroksenów. Istotnym składnikiem ciemnym są utaj augity tytanowe obok mniejszych lub większych ilości wcześniejszego lub ównoczasowego diopsydu. Na uwagę zasługują apatyty, koncentrujące się raczej v tle skalnym, a więc krystalizujące nieco później niż oliwiny i diopsydy. W porównaniu z cieszynitem z warstw mioceńskich w składnikach ciemnych odmiany ieszynitu z warstw kredowych brak wyraźnych śladów cząsteczek alkalicznych v postaci egirynu czy barkewikitu".

Uzupełniając jeszcze wybrane wyniki niektórych wierceń, które nawierciły intruzje cieszynitowe, ze względu na wagę dla całości zagadienia, wspomnieć trzeba o stosunkach zaobserwowanych w otworze „Cieszyn 2" w Cieszynie. Stosunki te przypominają bardzo opisane w pracy [. Smulikowskiego (1929) z kamieniołomu w Boguszowicach.

W otworze „Cieszyn 2" położonym w odległości około 3300 m na SE d kamieniołomu w Boguszowicach napotkano w głębokościach 47,5-370,7 m oraz 605,4-611,8 m kilka intruzji cieszynitu czarnego, robnoziarnistego o grubości 2,3 m, 2,0, 3,0, 1,0 m, 2,3 m, 3,5 m, podczas dy w głębokości 392,5-394,1 m wystąpiła żyła gruboziarnistego, jasnego eszynitu z większą ilością skaleni. Wszystkie wspomniane intruzje związane są z warstwami cieszyńskimi za wyjątkiem najniższej związanej warstwami podśląskimi. Napotkanie w otworze „Cieszyn 2" dwóch silnie ontrastujących odmian cieszynitów, a mianowicie melanokratycznej leukokratycznej wskazywać może na zróżnicowanie wiekowe cieszynitów

i na dwa okresy intruzyjne. Zamknięcie ich w ewentualne ramy czasowe staje się możliwe dopiero teraz dzięki licznym wierceniom i nowym wyrobiskom.

WIEK INTRUZJI CIESZYNITOWYCH WEDŁUG DAWNIEJSZYCH PRAC

Skały magmowe Śląska Cieszyńskiego stały się tematem szeregu specjalnych prac z chwilą wyodrębnienia ich przez F. Hoheneggera (1861) jako charakterystycznej, swoistej grupy skał pod osobną nazwą cieszynitów. Badaczy interesowała zarówno budowa i skład mineralny tych skał, jak też towarzyszące im zmiany kontaktowe, a wreszcie zagadnienie wieku intruzji. W związku z tą ostatnią kwestią już w roku 1865 pojawiła się praca A. Madelunga, zawierająca niezmiernie cenne spostrzeżenia i poglądy, których znaczenie ocenić można w pełni dopiero w świetle ostatnio uzyskanych materiałów.

A. Madelung (1865) na początku swej pracy nawiązał do poglądów na temat wieku cieszynitów wypowiedzianych przez F. Hoheneggera (1861). Autor ten uznał bowiem cieszynity za skały magmowe okresu kredowego i eoceńskiego,

„...gdyż utworzyły one od początku neokomu, aż do końca powstawania osadów eocenu liczne pojedyncze intruzje".

W wyniku własnych obserwacji i spostrzeżeń poczynionych przez H. Fallaux doszedł A. Madelung (1865) do wniosku, że

„..żaden cieszynit w północnych Karpatach nie jest starszy aniżeli co najwyżej osady górno-eoceńskie".

W uzasadnieniu wyrażonego wyżej poglądu powołuje się A. Madelung (1865) na obserwacje poczynione w Boguszowicach, a zwłaszcza na północny zachód od Boguszowic, gdzie intruzje cieszynitowe występują w warstwach eoceńskich, w których obrębie spowodowały zmiany kontaktowe. W dalszym ciągu podkreśla omawiany autor tę okoliczność, iż przy dużym zróżnicowaniu cieszynitów te same typy co w młodszych warstwach eoceńskich występują i w starszych warstwach dolno-kredowych. Jednocześnie jednak niektóre odmiany cieszynitów pojawiają się tylko w starszych, inne natomiast wyłącznie w młodszych warstwach. W konkluzji stwierdza A. Madelung (1865), że:

1) cieszynity „...występują ogólnie w kredzie i eocenie w tym samym charakterze i w podobnej różnorodności wykształcenia,

2) warstwy kredy i eocenu uległy wyruszeniu przez cieszynity z pierwotnego położenia i mniej lub więcej przeobrażone,

3) istnieją miejsca, gdzie dwie leżące na sobie warstwy kredy, np. neokom i apt pod wpływem cieszynitu uległy różnorodnym zaburzeniom, a te ostatnie także przy przyjęciu młodszego wieku cieszynitu wyjaśnić można po prostu przez dwa podniesienia w różnych czasach i przez różnorodne petrograficzne właściwości skał osadowych,

4) nie znaleziono w końcu żadnego punktu, w którym musiałoby się przyjąć, że cieszynity są starsze aniżeli jakiekolwiek górno-kredowe warstwy".

A. Madelung (1865) z zaobserwowanego faktu, że

„...wszędzie gdzie cieszynity występują w związku z warstwami eoceńskimi, te ostatnie uległy podniesieniu i przeobrażeniu"

przypuszcza możliwość jeszcze młodszego wieku, a mianowicie mioceńskiego. Ponieważ jednak (cytuję za wymienionym autorem)

„...w obrębie mioceńskich utworów cieszynity nie występują, a jedyną skałą wulkaniczną napotkaną w nich jest bazalt"

niemożliwe jest uzasadnienie tego przypuszczenia. Zdaniem A. Madelunga

„Całkowity brak cieszynitów w jeszcze młodszych osadach, aczkolwiek występują one przy granicy tych ostatnich z warstwami eoceńskimi, jest jedynym argumentem przeciwko przyjęciu górno-eoceńskiego, ale nie młodszego wieku cieszynitów".

Przytoczone powyżej często nawet dosłownie wyjątki z pracy A. Madelunga (1865) wskazują, że autor ten wyraził nieomal 100 lat temu poglądy, z których większość dopiero obecnie w pełni się zaktualizowała.

Późniejsze prace, aż do ogłoszonych w roku 1929 i 1930 prac K. Smulikowskiego (1929, 1930) i J. Nowaka (1930) nie wniosły żadnych istotniejszych zmian w poglądach na temat wieku cieszynitów, wyrażonych przez F. Hoheneggera (1861) i A. Madelunga (1865). Dotyczy to również syntetycznej pracy V. Uhliga (1903).

Ze wspomnianych prac, prace K. Smulikowskiego (1929, 1930) stanowią wnikliwe studium petrograficzne, obejmujące wszystkie znane wówczas występowania cieszynitów w obszarze Śląska Cieszyńskiego. Precyzyjne i obszerne wnioski oparte na szczegółowych badaniach mikroskopowych i szeregu analizach wyjaśniają wiele niejasnych przedtem zagadnień związanych tak z właściwościami i dyferencjacją magmy cieszynitowej, jak i szeregiem zjawisk spowodowanych przez intruzje. Praca K. Smulikowskiego (1929) stanowi do pewnego stopnia uzupełnienie pracy O. Pacáka (1926) omawiającej szczegółowo cieszynity czechosłowackie z obszaru położonego na zachód od rzeki Ostrawicy. Ponieważ K. Smulikowski (1929, 1930) opracował cieszynity obszaru na wschód od Olzy, po-

między terenami prac obu autorów pozostała luka, którą tworzy obszar położony pomiędzy rzekami Ostrawicą a Olzą. Cenne prace K. Smulikowskiego (1929, 1930) nie poruszają zasadniczo sprawy wieku cieszynitów, aczkolwiek zawierają szereg obserwacji posiadających znaczenie dla rozważań na ten temat.

Sprawą wieku cieszynitów zajmuje się specjalnie J. Nowak (1930). Praca tego autora oprócz bardzo wszechstronnej i wnikliwej analizy samego zagadnienia zawiera cenne uwagi ogólne, które w pełni — podobnie jak i spostrzeżenia A. Madelunga — zaktualizowały się dopiero obecnie w świetle nowych danych. Do ważniejszych ustaleń J. Nowaka (1930) w tej pracy należą:

1) stwierdzenie, że ruchy, które zaznaczyły się podczas osadzania wapieni cieszyńskich penakordancją, trwały do najmłodszych epok geologicznych;

2) amplitudzie pogłębiania się basenów sedymentacyjnych w synklinach odpowiada harmonijnie amplituda wynurzania się stref antyklinalnych. Odkłucie diagenetycznie przeobrażonych osadów rozpoczyna się z końcem oligocenu, a nasunięcie da się śledzić aż do czasów potortońskich;

3) intruzje skał magmowych miały miejsce nie przed odkłuciem się płaszczowin cieszyńskich i przesunięciem ich w dzisiejsze położenie, lecz już po tym wydarzeniu;

4) odkłucie płaszczowin cieszyńskich jako następstwo długotrwałego nacisku zaczyna się nieco wcześniej aniżeli z końcem oligocenu, a nasunięcie osiąga swój szczytowy punkt w dolnym miocenie i trwa do końca tortonu, przy czym późniejsze efekty nie osiągają żadnej znaczniejszej skali. Na ostatnio wspomniany moment przypada zjawisko intruzji;

5) głębokie wciśnięcie stref synklinalnych podczas fałdowania i w wyniku obciążenia większych obszarów przez posiadające dużą miąższość nasunięte jednostki spowodowało wyciśnięcie magmy. Magma wykorzystała drogi najmniejszego oporu, aby wzdłuż najdogodniejszych w tym przypadku płaszczyzn odkłucia wznieść się stosunkowo wysoko;

6) wykształcenie tak licznych i różnorodnych końcowych produktów krzepnięcia magmy, częściowo w obrębie wąskich granic czasowych tworzy także prostą konsekwencję tego procesu, czynnego po maksimum nasunięcia płaszczowin cieszyńskich;

7) zarówno cieszyńskie, jak i godulskie płaszczowiny zostały wyciśnięte ze swego obszaru sedymentacyjnego przez nasuwanie się płaszczowin magurskich.

W wyniku rozważań ogólnych J. Nowak (1930) stwierdził słuszność poglądów A. Madelunga (1865) na młody, mioceński, a co najwyżej górno-

eoceński wiek intruzji cieszynitowych. Jako uzasadnienie poza faktami stwierdzonymi przez A. Madelunga (1865) przytoczył J. Nowak (1930) wyniki wiercenia H-6 w Gbelý (Hodonin), które nawierciło cieszynity w zielono-szarych, czerwonych i ciemnoszarych łupkach eoceńskich, przeobrażonych pod wpływem kontaktu z magmą.

W ten sposób sprawa wieku cieszynitów zdawała się być załatwioną, gdyby nie odkrycie nowych wystąpień skały magmowej porfirytowej w okolicy Lanckorony przez M. Książkiewicza (Gaweł i Książkiewicz 1936). Na podstawie przeprowadzonych badań M. Książkiewicz uznał wiek odkrytych intruzji za średnio- lub górno-kredowy. Tego rodzaju stwierdzenie nie pozostało bez wpływu na dalsze kształtowanie się poglądów na wiek cieszynitów, a zwłaszcza wobec wniosków A. Gawła w części petrograficznej cytowanej pracy nie tylko dopuszczających, ale nawet uzasadniających możliwość powstania badanych porfirytów i cieszynitów ze wspólnej magmy.

Próbę określenia wieku cieszynitów i najogólniejszego przedstawienia mechanizmu zjawisk towarzyszących intruzjom w nawiązaniu do wyników pracy A. Gawła i M. Książkiewicza (1936) podjąłem przy okazji omawiania geologii arkusza Biała-Bielsko (Konior 1938). Na podstawie obserwacji terenowych i wcześniejszych publikacji na temat cieszynitów doszedłem do następujących wniosków.

„Wiek cieszynitów należałoby wiązać... z czasem powstania płaszczowiny cieszyńskiej. ... Dygitacje płaszczowiny cieszyńskiej po pewnych ruchach przygotowawczych w beriasie i hoterywie uformowane zostały już w kredzie średniej. Do tego więc okresu należałoby odnieść powstanie intruzji cieszynitowych. ... Można byłoby więc przypuszczać, iż zjawisko cieszynitowe mogło przebiegać w dwóch fazach. Fazę pierwszą łączyłbym — co już wyżej zaznaczyłem — z kredą średnią, ewentualną fazę drugą z okresem formowania się płaszczowiny godulskiej i nasuwaniem jej na jednostkę cieszyńską. Okres ten mógł mieć miejsce w związku z tektonicznym ożywieniem się mas magurskich w czasie akwitanu".

Tego rodzaju postawienie sprawy wieku cieszynitów uwzględniające świeżo odkryte wówczas porfiryty i przypuszczenia co do czasu ich intruzji, poza pewnymi faktami stwierdzonymi przez K. Smulikowskiego (1929) w kamieniołomie w Boguszowicach i przesłankami raczej ogólnymi, nie posiadało jednak odpowiedniego uzasadnienia. Z tej przyczyny sprawa wieku cieszynitów w dalszym ciągu nie była bliżej wyjaśniona. Sprawę tę zdają się bardziej wyczerpująco naświetlać dopiero obecnie uzyskane nowe fakty, materiały i obserwacje.

SPRAWA WIEKU CIESZYNITÓW W ŚWIETLE NOWYCH DANYCH

W poprzednich rozdziałach poza szkicem geologicznym obszaru występowania cieszynitów podałem nowe dane w związku z charakterem

intruzji i ich wiekiem, a w końcu przedstawiłem ważniejsze poglądy na wiek tych niezmiernie interesujących skał. Przystępując obecnie do nakreślenia aktualnego poglądu na wiek cieszynitów uważam za wskazane poprzedzić go ujętymi w kilka punktów najważniejszymi przesłankami ogólnymi. Przedstawiają się one następująco:

a) Płaszczowina cieszyńska nie stanowi najniższej jednostki tektonicznej Karpat nasuniętej już na autochtoniczne, względnie stosunkowo słabo wyruszone masy fliszu zewnętrznego leżącego bezpośrednio na podłożu.

b) Dawny flisz zewnętrzny okazał się mocno miejscami roztartą płaszczowiną, nasuniętą na utwory dolno- a nawet środkowo-tortońskie. Na płaszczowinę tę zwaną podśląską nasunięta jest płaszczowina cieszyńska jako druga z kolei, wyższa jednostka tektoniczna brzeżnej części Karpat.

c) Proces nasuwania się płaszczowin fliszowych na przedpole rozpadał się na dwa etapy. Etap pierwszy miał miejsce przed miocenem. Świadczą o tym fragmenty brzeżnych jednostek fliszowych, a mianowicie podśląskiej i cieszyńskiej znajdowane jako materiał gruboklastyczny w osadach środkowo-tortońskich warstw grabowieckich. Etap drugi, końcowy nasunięcia się płaszczowizn fliszowych na miocen autochtonu płytowego mógł mieć miejsce w okresie górno- względnie potortońskim.

d) Po nasunięciu się płaszczowin fliszowych na miocen nastąpiło może nie wszędzie jednakowe, niemniej ogólne podniesienie się ostatecznie już tektonicznie uformowanego obszaru. Dzięki temu utwory mioceńskie znalazły się obecnie na wysokości ± 250 m nad poziomem morza. Podniesienie to odbywało się stopniowo, powodując wycofywanie się morza z obszarów nim objętych.

e) Cieszynity występują nie tylko w obrębie warstw cieszyńskich — jak przez długi czas sądzono — lecz również w kredowo-paleogeńskich warstwach płaszczowiny podśląskiej, a nawet w utworach dolno-tortońskich, co zostało mikropaleontologicznie stwierdzone.

f) Cieszynity nie tworzą wyłącznie żył pokładowych (sillów) lecz dość często również dajki. Grubość tych ostatnich jest zwykle mniejsza niż sillów.

g) Wśród rozlicznych odmian cieszynitów rzucają się zasadniczo w oczy dwa mocniej kontrastujące typy, a mianowicie bardziej leukratyczny, jaśniejszy i wybitnie ciemny, melanokratyczny. Nie jest wykluczone, że wymienione typy nie powstawały jednocześnie i że mogą być różnoczasowe.

h) Kontakty cieszynitu z warstwami cieszyńskimi, podśląskimi, czy też mioceńskimi wskazują na późniejsze od powstania tych warstw intruzje magmy.

W związku z wiekiem cieszynitów stwierdzono, że najmłodsze war-

stwy, w których je napotkano, należą do dolnego tortonu. Ponieważ jednak — ze względu na stosunki tektoniczne — magma, aby dojść do warstw płaszczowiny cieszyńskiej, musiała wprzód przebić się przez spoczywające pod nią kredowo-paleogeńskie utwory najniższej, nasuniętej jednostki karpackiej, a mianowicie płaszczowiny podśląskiej, oraz przez leżące pod nią autochtoniczne serie mioceńskie, wiek intruzji cieszynitowych musi być młodszy aniżeli wiek najmłodszego ogniwa stratygraficznego, przez które przedzierać się musiała magma w swojej wędrówce ku powierzchni. A zatem *wiek cieszynitów w chwili obecnej musi się uznać — stosownie do wcześniejszych poglądów A. Madelunga (1865) i J. Nowaka (1930) — za mioceński, ściślej górno-tortoński, względnie potortoński.*

Nie jest wykluczone — co przypuszczałem na podstawie pewnych spostrzeżeń K. Smulikowskiego (1929) już w roku 1938 (Konior 1938), *że „zjawisko cieszynitowe" mogło przebiegać w dwóch fazach. Ponieważ wiek fazy późniejszej, młodszej jest już określony, pozostałaby próba określenia wieku ewentualnej fazy pierwszej, starszej. Można byłoby ją odnieść do wymienionego w punkcie c) niniejszego rozdziału pierwszego etapu pooligoceńskiego formowania i nasuwania się płaszczowin fliszowych.*

Okolicznością przemawiającą za istnieniem starszej, najprawdopodobniej pooligoceńskiej fazy intruzywnej jest do pewnego stopnia stwierdzenie w wierceniach występowania cieszynitów w warstwach mioceńskich w ilości mniej aniżeli 50% przypadków nawiercenia ich w warstwach płaszczowiny cieszyńskiej i podśląskiej, których ilość jest jednakowa (w płaszczowinie cieszyńskiej nawiercono cieszynity w 19 otworach, w podśląskiej w 19 otworach. podczas gdy w utworach mioceńskich cieszynity nawierciło 7 otworów). Można by fakt ten tłumaczyć intruzjami magmy cieszynitowej w warstwy płaszczowin cieszyńskiej i podśląskiej przed ich nasunięciem na miocen. W tym czasie warstwy tych płaszczowin kontaktowały bezpośrednio z paleozoiczno-krystalicznym podłożem, z którego pochodziła magma. Powstać wówczas mogły wspomniane odmiany bardziej leukokratyczne, a przede wszystkim intruzje grube. Po nasunięciu się płaszczowin cieszyńskiej i podśląskiej na miocen — wdzierająca się magma miała do odbycia znacznie trudniejszą i dalszą drogę ku powierzchni. Z tego względu same intruzje posiadają znacznie mniejsze wymiary, często występują dajki, a magma ma charakter bardziej zasadowy.

Do tej pory brak jednak jakichkolwiek bardziej ważkich dowodów uzasadniających możliwość istnienia tej „pierwszej" fazy. Nie jest wykluczone, że przy dalszych, już szczegółowych pracach na temat cieszynitów dowody takie się znajdą, albo też znajdą się ostatecznie argumenty odrzucające możliwość dwukrotnego wdzierania się magmy i to w różnych stadiach fałdowania, formowania się i nasuwania dotyczących płaszczowin karpackich.

J. Nowak (1930) wyraził pogląd, że

„...intruzje skał magmowych miały miejsce nie przed odkłuciem się płaszczowin cieszyńskich i przesunięciem ich w dzisiejsze położenie, lecz już po tym wydarzeniu".

Ponieważ nowsze obserwacje pogląd ten w zupełności potwierdzają, można w tej chwili sądzić, że w końcu przeważyć może koncepcja jednorazowego wylewu magmy cieszynitowej w czasie górno- względnie potortońskim.

WNIOSKI KOŃCOWE

Bliższe określenie wieku intruzji cieszynitowych na podstawie nowych obserwacji i wyników wierceń wymaga uzupełnienia szczegółami przez wnikliwe badania petrograficzne. Umożliwią one w efekcie ustalenie porządku zjawisk związanych z intruzjami magmy i ich mechanizmu. Sprawa jest tym bardziej interesująca, iż w świetle zebranych spostrzeżeń i stwierdzeń istota i mechanizm zjawisk górotwórczych zawiera wciąż jeszcze wiele zagadek, a wylewy magmy cieszynitowej są niewątpliwie ze zjawiskami tymi jak najściślej związane. Jako pierwszy etap na tej drodze mam w projekcie szczegółowe opracowanie geologiczno-petrograficzne wszystkich odsłonięć cieszynitów, a przede wszystkim wyrobiska na Goruszce koło Grodźca, które dostarczyło już tak wiele cennego materiału.

Instytut Geologiczny
w Warszawie
Kraków, w czerwcu 1959 r.

LITERATURA CYTOWANA

BECK H. 1911. Die tektonischen Verhältnisse der beskidischen Oberkreideablagerungen im nordöstlichen Mähren. — Jb. Geol. R.-A. Wien.

BURTAN J., KONIOR K. & KSIĄŻKIEWICZ M. 1937. Mapa geologiczna Karpat Śląskich. Wyd. Śląskie Pol. Akad. Um. Kraków.

GAWEŁ A. & KSIĄŻKIEWICZ M. 1936. Porfiryty z Karpat Zachodnich (Die Porphyritgesteine aus den Westkarpaten). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XII. Kraków.

GEROCH S. & GRADZ ŃSKI R. 1955. Stratygrafia serii podśląskiej żywieckiego okna tektonicznego (Stratigraphy of the sub-Silesian series in the tectonic window of Żywiec — Western Carpathians). — Ibidem, t. XXIV.

HOHENEGGER F. 1861. Die geognostischen Verhältnisse der Nordkarpathen. Gotha.

KONIOR K. 1931. Über die Tektonik am Karpathenrande zwischen Biała und Andry-

chów (O tektonice brzegu karpackiego między Białą a Andrychowem). — Bull. Int. Acad. Pol. Sci. et Lettr. Série A. Cracovie.

— 1938. Zarys budowy geologicznej brzegu karpackiego w obrębie arkusza Biała-Bielsko (Études sur la structure géologique du bord Karpatique dans la région de Biała-Bielsko). — Prace geologiczne śląskie Pol. Akad. Um. nr 5. Kraków.

— 1939. Przyczynki do znajomości dziejów hydrografii arkusza Biała-Bielsko (Beiträge zur Kenntnis der Hydrographie des Blattes Biała-Bielsko). — Prace Kom. Geogr. Pozn. Tow. Przyj. Nauk (Trav. Géogr. Soc. Sci. Poznań), t. I/5. Poznań.

— 1959. Nowy przekrój poprzeczny przez brzeg karpacki na zachód od Bielska (New transverse section of the Carpathians border zone west of Bielsko — Western Carpathians). *W:* Z badań geologicznych wykonanych w Karpatach, t. V (*In:* From the geological researches in Carpathians Mts., vol. V). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 141. Warszawa.

— 1959. Mapa miąższości płaszczowiny podśląskiej na obszarze Cieszyn-Bielsko i jej znaczenie dla badań stratygraficzno-tektonicznych (Map of isopachytes of the sub-Silesian nappe in the Cieszyn and Bielsko region and its significance for stratigraphic and tectonic investigations). — Bull. Int. Acad. Pol. Sci., Série chim., géol. et géogr., vol. VII, no. 5. Warszawa.

KONIOR K. & TOKARSKI A. 1959. Nowy wgłębny reper na południe od Cieszyna (New deep key bore-hole south of Cieszyn — Western Carpathians). *W:* Z badań struktur podłoża Polski, t. V (*In:* investigations of the substratum structures of Poland, vol. V). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 140. Warszawa.

KSIĄŻKIEWICZ M. 1932. Der Bau des südlichen Teiles der Teschener Zone zwischen der Olsa und der Weichsel (Tektonika południowej części strefy cieszyńskiej między Olzą a Wisłą). — Bull. Int. Acad. Pol. Sci. et Letter. Série A. Cracovie.

— 1951. Objaśnienie arkusza Wadowice. — Ogólna mapa geologiczna Polski, zeszyt 5. P. I. G. Warszawa.

— 1953. Karpaty fliszowe między Olzą a Dunajcem. — Reg. Geologia Polski, t. I, z. 2, rozdz. XII. Kraków.

— 1956. Geology of the northern Carpathians. — Geol. Rundschau, Bd. 45. Stuttgart.

MADELUNG A. 1865. Über das Alter der Teschenite. — Jb. Geol. R.-A., Bd. 15. Wien.

MOROZEWICZ J. 1890. Kontakt cieszynitu z marglem w Boguszowicach. — Pam. Fizjogr. t. X. Warszawa.

NOWAK J. 1927. Zarys tektoniki Polski (Esquisse de la Tectonique de la Pologne). Kraków.

— 1930. Zur Altersfrage der Intrusionsgesteine der Teschener Decken (Uwagi o wieku magmowców płaszczowin cieszyńskich). — Bull. Int. Acad. Pol. Sci. et Lettr. Série A. Cracovie.

NOWAK W. 1956. Seria podśląska na obszarze arkusza Biała-Bielsko (Sub-Silesian series in the region of the Bielsko-Biała sheet). — Przegląd Geol., nr 10. Warszawa.

PACÁK O. 1926. Sopečne horniny na severnim ûpati Bezkyd Moravských. Česke Akademie Věd. a Uméni. Praha.

PETRASCHECK W. 1912. Die Tertiären Schichten im Liegenden der Kreide des Teschener Hügellandes. — Verh. Geol. L.-A. Berlin.

SLAVIK F. 1930. Pikrit z podloži naftonosného neogenu gbelského. — Příroda, roč. XXIII, č. 10 a 12. Brno.

SMULIKOWSKI K. 1929. Materiały do znajomości skał magmowych Śląska Cieszyńskiego. — Arch. Tow. Nauk., Dział III, t. V, z. 1. Lwów.

— 1930. Skały magmowe strefy podbeskidzkiej Śląska i Moraw (Les roches éruptives de la zone sub-beskidique en Silésie et Moravie). — Kosmos, t. 54, z. 3-4, ser. A. Lwów.

ŚWIDERSKI B. 1952. Z zagadnień tektoniki Karpat Północnych (Voprosy tektoniki severnych Karpat). — Prace P. I. G. (Trav. Serv. Géol. Pol.), t. VIII. Warszawa.

TOKARSKI A. 1954. Wgłębna tektonika fliszu cieszyńskiego (Subsurface tectonics of the Cieszyn Flysch). — Acta Geol. Pol., vol. IV/3. Warszawa.

TOŁWIŃSKI K. 1950. Brzeg Karpat (The Carpathian marginal region). — Ibidem, vol. I/1.

— 1956. Główne elementy tektoniczne Karpat z uwzględnieniem górotworu Salidów (The chief tectonic elements of the Carpathian Mts. and the Salides range). — Ibidem, vol. VI/2.

UHLIG V. 1903. Bau und Bild der Karpathen. Wien.

— 1907. Über die Tektonik der Karpathen. — Sitzungsber. Akad. Wiss., Math.-Naturw. Kl., Bd. 66. Wien.

К. КОНИОР

ХАРАКТЕР И ВОЗРАСТ ИНТРУЗИЙ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ЦЕШИНСКОЙ СИЛЕЗИИ

(Резюме)

Область выступания тешенитов распространяется на территории Польши от Ользы вплоть до окрестностей Чаньца около Кент (Фиг. 1). Поверхностное выступание этих пород связано с цешинскими слоями, из которых на рассматриваемой территории построен цешинский покров. На него надвигается годульский покров.

Под цешинским покровом выступает надвинутый на автохтонный миоцен, местами редуцированный, субсилезский покров. Крайнюю часть этой единицы прикривает миоценовый кровельный паравтохтон, смятый в складки вместе со старшими слоями покрова (Фиг. 2). Автохтонный миоцен, осажденный на карбоновом основании, на которое надвинуты крайние карпатские единицы, разделяется на три литолого-стратиграфических комплекса. Считая сверху это обычно песчанистые грабовецкие слои, далее, преимущественно глинистые, местами с химическими осаждениями в кровле ходеницкие слои, а также весьма характерные базальные конгломераты миоцена.

Во всех более ранних работах на тему тешенитов принималось, что они образуют силли. Только лишь в новом карьере на Горушке

(Фиг. 3) (Пл. XLI—XLV) около Гродзеца, автор констатировал выступание в цешинских известняках как силлей так и даек со всеми возможными переходами между этими формами. Отношения наблюдаемые в этом карьере указывают на поломанье слоев известняков и на их перемещение, вероятно, в конечной фазе образования складчатости и формирования цешинского покрова, которая является одновременно периодом магмовых интрузий в передвигающиеся слои.

На границе соприкасания тешенитов с осадочными породами выступает обычно более или менее толстая контактная зона, образовавшаяся под влиянием горячей магмы и ее растворов. Очень интересны частые зерна пирита. встречаемые в цешинских слоях вблизи контакта с цешенитом.

Многочисленные бурения, произведенные на обсуждаемой территории после 1945 года, констатировали выступление тешенитовых интрузий как в слоях цешинского покрова, так и в субсилезском покрове, а также в автохтонном миоцене (Таб. 1). Частота выступания тешенитов в субсилезском покрове такая же, как и в цешинском покрове. Однако же, в отложениях автохтонного миоцена, на который надвинуты вышеупомянутые единицы, количество констатированных бурениями тешенитовых интрузий является меньшим более, чем на 50%.

Принимая во внимание основное значение для определения возраста тешенитов, были проведены микропалеонтологические анализы проб, отобранных из миоценовых слоев непосредственно соприкасающихся с магматической породой в бурении Костковице 41. Проведенные магистром В. Порембской анализы дали возможность установить. что эти слои принадлежат к нижнему тортону (Таб. 1) (Пл. XLVII-XLIX). Ввиду того, что вследствие тектонических условий — магма, чтобы достичь слоев цешинского покрова — должна была, прежде всего, пробиться через залегающие под ней мелово-палеогеновые отложения найнизшей, надвинутой карпатской единицы, а именно субсилезского покрова, а также через залегающие под ним автохтонные миоценовые серии, возраст тешенитовой интрузии должен быть младшим, чем возраст самого молодого стратиграфического звена, через которое должна была пробиваться магма на своем пути к поверхности. Итак, следовательно, возраст тешенитов в настоящее время должен быть признан — согласно более ранним воззрениям А. Маделюнга (1865) и Я. Новака (1930) — как миоценовый, точнее говоря, верхне-тортонский либо пост-тортонский.

Не исключается, что тешенитовые интрузии могли образоваться в двух фазах. Возраст последней, младшей фазы, уже определен. Он отвечает концовому моменту довершающейся складчатости цешин-

ского покрова и его надвига на миоцен автохтона. Что же касается более старшего этапа, то он мог иметь место, по всей вероятности, в аквитане, в первой фазе надвига флишевых покровов. Могут об этом свидетельствовать обломки пород крайних флишевых единиц, встречаемые как грубо кластический материал в тортонских осадках. Обстоятельством подтверждающим до некоторой степени существование старшей, по всей вероятности, постолигоценовой интрузионной фазы, является констатирование, что в бурениях тешениты в миоценовых слоях появляются в примерно на 50% меньшем количестве, чем в пробуренных слоях субсилезского и цешинского покровов, количество которых везде одинаково. Этот факт можно бы объяснить интрузиями тешенитовой магмы в слои цешинского и субсилезского покровов перед их надвигом на миоцен. До настоящего времени нет бесспорных фактов, обосновывающих возможность существования этой первой старшей интрузионной фазы. Не является исключением, что при дальнейших более подробных работах на тему тешенитов, такие доказательства найдутся, или же напротив — найдутся аргументы, исключающие возможность двухкратного вторжения магмы, к тому же, в разных стадиях образования складок и надвига карпатских покровов.

KONRAD KONIOR

LE CARACTÈRE ET L'ÂGE DES INTRUSIONS DES ROCHES MAGMATIQUES DE LA SILÉSIE DE CIESZYN

(Résumé)

SOMMAIRE: Sur la base de nouvelles observations faites dans la carrière de Goruszka près de Grodziec, l'auteur a constaté que les teschénites forment non seulement des sills mais aussi de dykes avec toutes les transitions possibles entre ces formes. Les résultats de nombreux forages dans cette région ont établi que les intrusions des teschénites apparaissent non seulement dans les couches de Cieszyn de la nappe de Cieszyn — comme cela était connu des affleurements à la surface — mais encore dans la nappe subsilésienne et enfin même dans les formations du Miocène autochtone. Les échantillons provenant des couches voisinant avec l'intrusion de teschénite dans le Miocène indiquent l'âge du Tortonien inférieur. Comme les couches miocènes à proximité des filons de teschénites subissent d'habitude un metamorphisme de contact, les intrusions du magma de teschénite doivent être plus jeunes et dater par conséquent du Tortonien supérieur ou de l'époque post-tortonienne. Certaines données et observations indiquent que „le phénomène des teschénites" pouvait se dérouler en deux phases. Dans ce cas, dans le Tortonien supérieur ou après le Tortonien avait lieu la deuxième phase. de l'intrusion. plus jeune. On

devrait rapporter l'âge de la première phase à la période postoligocène, au moment précédent le charriage de nappe de Cieszyn, et de la nappe subsilésienne sur le Miocène.

INTRODUCTION

Un des traits caractéristiques de la Silésie de Cieszyn forment les intrusions des roches magmatiques basiques appelées généralement teschénites. Elles forment des filons d'une épaisseur variant de quelques cm à une quinzaine de mètres et plus, le plus souvent parmi les couches de Cieszyn. Les roches magmatiques de la Silésie de Cieszyn ont été l'objet d'ouvrages détaillés de K. Smulikowski (1929, 1930) et de O. Pacák (1926) grâce à quoi la question de leur caractère pétrographique et de leur systématique a été, dans une grande mesure éclairée. Le problème de l'âge des intrusions se présentait jusqu'à présent moins clairement car les preuves suffisantes pour le résoudre faisaient défaut. Actuellement, à la suite de quelques dizaines de profonds forages effectués dans cette région de nouveaux faits ont été révélés, qui semblent permettre une certaine revision des opinions concernant ce sujet.

LA RÉGION OÙ AFFLEURENT LES TESCHÉNITES ET SA STRUCTURE

La région où affleurent des intrusions de teschénites, plus serrées et assez fréquentes, bien que disséminées, s'étend dans la vallée de l'Olza jusqu'aux environs de Czaniec, au sud de Bulowice près de Kęty (fig. 1).

La présence des intrusions de teschénites est liée, dans le territoire en question, aux couches du Crétacé inférieur de Cieszyn à savoir aux schistes inférieurs de Cieszyn, aux calcaires de Cieszyn et aux schistes supérieurs de Cieszyn. Ces couches forment, dans le territoire en question, une des principales unités tectoniques, c'est-à-dire la nappe de Cieszyn distinguée par J. Nowak (1927). Elle se compose de plusieurs unités d'ordre inférieur, à caractère de digitation, charriées, distinguées par K. Konior (1931) et M. Książkiewicz (1932). Deux digitations principales, les plus extérieures et les plus inférieures, ont la plus grande importance dans la structure de la nappe de Cieszyn. Toutes les intrusions connues de teschénites sont liées à cette unité.

Au sud, la nappe de Cieszyn est recouverte par la vaste nappe de Godula, distinguée par J. Nowak (1927) comme l'unité tectonique la plus haute du territoire en question. Elle est composée de couches de Wierzów (Veřovice), de Lgota, de Godula, d'Istebna et des formations du Paléogène.

La nappe de Cieszyn recouvre la nappe inférieure nommée subsilésienne composée de couches paléogéno-crétacées. Tous le termes schisteux

de la nappe subsilésienne dans tout le territoire où affleurent des teschénites et dans les points pénétrés par les forages, accusent un degré intense de plissotement et de lustrage jusqu'au stade de petites écailles y compris. Les lames de charriage plus ou moins grandes des couches de Cieszyn, du substratum du Carbonifère et les lames des schistes argileux et des grès ainsi que des gypses du Tortonien inférieur, apparaissent fréquemment.

La partie extérieure de la nappe subsilésienne est recouverte de schistes argileux du Tortonien inférieur qui complètent en quelque sorte la stratigraphie de cette unité. L'épaisseur jusqu'à présent constatée des couches mentionnées, semble ne pas dépasser 200 m. Vers le sud, elle se réduit progressivement à zéro. La position tectonique de ces couches répond à la notion du parautochtone du toit, introduite par B. Świderski (1952). Les couches miocènes du toit de la nappe subsilésienne recouvrent la partie extérieure de cette nappe et dans les places où cette unité n'atteint pas le bord — également une partie de la nappe de Cieszyn, ce qui a été constaté par les forages. Les couches du Miocène reposant sur les couches subsilésiennes, ont été avec elles plissées et, en fin de compte, charriées sur le Miocène autochtone de l'avant-pays.

Le Miocène autochtone correspond par sa position tectonique et son caractère, à la notion de l'autochtone tabulaire de B. Świderski (1952). Il se compose de schistes argileux, de grès et de conglomérats formant trois ensembles lithologiques et stratigraphiques nettement différenciés. Ce sont, en comptant d'en haut: les couches de Grabowiec plus ou moins sableuses, plus bas (en dehors de la limite sud des couches de Grabowiec) les couches de Chodenice représentant principalement le Miocène, localement comme p. ex. à Żory avec des dépôts chimiques au toît, et les conglomérats miocènes de base, extrêmement caractéristiques pour ce territoire. Les couches du Miocène reposent pour la plupart directement sur le Carbonifère et, dans les endroits où les conglomérats de base ne se sont pas déposés, des termes de plus en plus jeunes sont en contact direct avec le substratum suivant la configuration de la surface du Carbonifère. Ça et là, dans les plus grandes dépressions de la surface du Carbonifère, on trouve sous les conglomérats miocènes de base, des schistes bigarrés et foncés avec des silex contenant une rare microfaune senono-paléogène déterminée par J. Syniewska (1948) et J. Liszkowa (1957).

Le territoire en question où affleurent des teschénites se compose donc de trois unités tectoniques distinctes, charriées les unes sur les autres. Ce sont, en comptant, à partir du sud, la nappe de Godula, celle de Cieszyn à laquelle sont liées des intrusions de teschénites à la surface et la nappe subsilésienne la plus extérieure, située le plus bas. Cette dernière repose

sur l'autochtone tabulaire du Miocène sur lequel elle a été un peu charriée n'entrainant pas de dislocation de couches. De nombreux forages ont permis de tracer la limite probable de cet autochtone vers le sud. Grâce à ceux-ci on peut déterminer l'amplitude moyenne du charriage de Flysch du bord des Karpates sur le Miocène. Elle varie — d'après les résultats des forages dans le territoire en question — de 9 à 17 km.

CARACTÈRE DES INTRUSIONS DES TESCHÉNITES

Tous les ouvrages antérieurs abordant le problème du caractère des intrusions des teschénites (Hohenegger F. 1861, Morozewicz J. 1890, Beck H. 1911, Smulikowski K. 1929, 1930, Burtanówna J., Konior K., Książkiewicz M. 1937, Konior K. 1938) constatent qu'elles forment exclusivement des filons couches de quelques cm à quelques dizaines de mètres d'épaisseur. Ces derniers s'étendent sur une distance de centaines de mètres même. En principe les intrusions des teschénites sont liées aux couches de Cieszyn. Néanmoins A. Madelung (1865) mentionne déjà des filons coupants les dépôts de l'Eocène et V. Uhlig (1903) remarque qu'en dehors des filons couches qui apparaissent généralement on trouve, il est vrai rarement, aussi des filons du type de dykes. Les observations dans la carrière creusée en 1952 sur le versant sud du monticule Goruszka près de Grodziec jettent un nouveau jour sur le caractère des intrusions des teschénites. Dans cette carrière on voit des calcaires de Cieszyn abondamment pénétrés de filons de teschénites de différents genres et de différentes épaisseurs, on y voit également parfaitement des phénomènes veriés de contact. Les différents détails de cette carrière extrêmement intéressante sont présentés dans les photos sur la pl. XLI, fig. 1 jusqu'à la pl. XLV, fig. 2. On y voit, ainsi que dans le plan de la carrière ci-joint (fig. 3) les relations compliquées entre les roches intrudées et les teschénites. Les teschénites forment ici non seulement des filons couches (sills), mais souvent aussi des dykes avec différents passages, parfois rapides des uns aux autres. En observant la relation entre l'intrusion du teschénite et les roches environnant la carrière, on ne peut résister à l'impression que le magma intrudait ici dans les couches comprimées, éclatantes et au moment de la dislocation. En jugeant des symptômes d'une certaine rigidité des masses rocheuses plissées, c'était le moment du plissement final de la nappe de Cieszyn.

LES PHÉNOMÈNES DE CONTACT ET LES PROPRIÉTÉS GÉNÉRALES DES TESCHÉNITES

Au contact des teschénites avec les roches sédimentaires on observe une zone plus mince ou plus grosse de contact, c'est-à-dire de la roche changée sous l'influence du magma chaud et de ses solutions. Les dimen-

sions de la zone de contact dépendent de l'épaisseur de l'intrusion c'est-à-dire de la quantité de la chaleur qu'elle fournissait, ce qu'a constaté déjà K. Smulikowski (1929). Les relations observées dans la carrière de Goruszka confirment entièrement cette opinion. A proximité de gros filons de teschénite l'épaisseur de la zone de contact pas tout à fait uniforme d'ailleurs, atteint 1,5-2,0 m. et même plus en diminuant presque à zéro dans les intrusions minces de magma.

Le caractère du métamorphisme de contact dépend des proprietés lithologiques des couches dans les quelles le magma a intrudé. Dans la carrière de Goruszka où l'on voit les intrusions du teschénite dans les calcaire de Cieszyn on observe dans les cas des variétés marneuses (des calcaires hydrauliques) le phénomène d'une sérieuse décalcification et la coloration simultanée en crème clair tandis que les variétés granuleuses ont une couleur comme assombrie par le contact et surtout prennent la forme de marbre finement granulé. Les grains fréquents de pyrite frais qu'on rencontre dans les couches de Cieszyn à proximité du contact avec le teschénite constituent un phénomène extrêmement intéressant observé à Goruszka. Etant donné qu'ils semblent apparaître dans une situation identique dans les échantillons examinés des forages la présence de ce minéral doit dans ce cas être liée aux phénomènes accompagnant les intrusions mêmes. Il peut donc devoir sa formation — conformément aux opinions de K. Smulikowski (1929) au métamorphisme de contact ou bien aux processus hydrothermaux.

La présence du calcite, fréquente aussi bien dans la roche magmatique que dans les roches qui les entourent, a été largement traitée par K. Smulikowski (1929). Les nouvelles observations à Goruszka semblent indiquer deux variétés de ce minéral. L'une d'elles, plus importante, pourrait être liée — comme le supposait déjà K. Smulikowski (1929) — à la fin de la phase magmatique et au début de la phase hydrothermale, tandis que la seconde devrait sa formation au facteurs chimiques de surface agissant postérieurement dans une température normale.

La structure du teschénite reste en liaison étroite avec l'épaisseur de l'intrusion. Les variétés macrogrenues apparaissent habituellement dans les filons les plus épais. A mesure que l'épaisseur des filons diminue, la grosseur du grain de la roche diminue également. Les structures microgrenues caractérisent les teschénites des filons minces. De même, à la périphérie des filons épais, la roche devient toujours plus finement granulée et atteint à proximité du contact avec les roches sédimentaires qui les entourent, le grain le plus fin — ce qu'a remarqué déjà K. Smulikowski (1929).

Les teschénites qu'on trouve dans les filons épais représentent souvent la variété leucocratique (K. Smulikowski 1929), ils contiennent

donc le plus grand nombre d'éléments clairs; on rencontre les variétés mélanocratiques, remarquablement basiques, d'ordinaire dans les filons minces. Les intrusions plus épaisses de ces variétés sont rares.

Les teschénites, même se trouvant dans un seul affleurement, se caractérisent par un degré divers d'altération. On ne rencontre des roches tout à fait fraîches qu'exceptionnellement, d'habitude dans les échantillons des forages. Les variétés leucocratiques qui forment le plus souvent des filons épais, sont le plus altérées. Parmi elles, on observe des teschénites altérés sous forme d'une masse argileuse brun foncé avec des taches rondes blanchâtres de mineraux secondaires (Goruszka), ou bien à d'autres endroits comme le sable brun où reluisent des graines d'amfibole et des écailles de mica (Puńców. Czaniec). Evidemment, le produit final de l'altération dépend entièrement des conditions dans lesquelles se trouvait la roche de l'intrusion donnée et son entourage, ainsi que du caractère des facteurs qui agissaient sur elle. On rencontre le plus souvent des roches relativement fraîches dans les filons minces, bien que là même elles sont parfois fortement altérées. Exceptionnellement seulement, p. ex. dans la carrière de Rudów. le teschénite formant un filon épais est relativement frais. On observe une forme intéressante de l'altération du teschénite sur le côté ouest de l'entrée dans la carrière de Goruszka, ainsi que dans le filon plus épais de l'affleurement N° 4 situé plus haut. Parmi la masse altérée du teschénite, on trouve des agglomérations sphériques de roche plus fraîche. A mesure qu'on la casse, des éclats de plus en plus compacts et plus frais apparaissent. Au centre même se trouve enfin le noyau sphérique de la roche tout à fait fraîche, d'une couleur gris-clair, à grain très fin. Cette forme d'altération est sans nul doute due à des phénomènes qui survenaient au cours du refroidissement du magma intrudé en filon dans les roches sédimentaires.

LES TESCHÉNITES DANS LES FORAGES

Comme il a été dit plus haut les intrusions de teschénites connues jusqu'à présent à la surface sont strictement, dans le territoire en question, avec les couches de la nappe de Cieszyn. De ce fait, toutes les considérations au sujet du caractère et de l'âge des intrusions étaient limitées aux observations à la surface. Dans l'ouvrage de J. Nowak (1930) on trouve de nouvelles données très importantes au sujet de l'âge des teschénites. L'auteur y cite des exemples des intrusions de teschénites dans les couches éocènes en se basant sur des échantillons obtenus des forages en Tchécoslovaquie. Chez nous cependant, de telles données faisaient tout à fait défaut. Ce n'est que les nombreux forages de prospection et d'exploitation effectués après 1945 qui ont fourni des matériaux permettant

d'aborder de nouveau le problème du caractère et de l'âge des intrusions de teschénites.

Sur 63 forages effectués jusqu'au mois de mai 1958 dans ce territoire et dans lesquels on supposait la présence des intrusions de teschénites, on en a trouvé dans 31. On en a trouvé aussi bien dans les couches de la nappe de Cieszyn que dans la nappe subsilésienne et dans le Miocène autochtone (tabl. I). Le nombre des forages où on a trouvé des teschénites se présente dans les différentes unités tectoniques comme suit:

Nombre de forages ou l'on a rencontré des teschénites		
dans la nappe de Cieszyn	dans la nappe subsilesienne	dans le Miocène
19	19	7

Il résulte du tableau ci-dessus que la fréquence des teschénites dans la nappe subsilésienne est la même que dans la nappe de Cieszyn où, seulement à la surface on trouve des teschénites. Par contre, dans les formations du Miocène autochtone sur lesquelles ces unités sont charriées, leur nombre diminue un peu au-dessous de 50%.

On obtient des résultats intéressants en comparant les zones dans lesquelles on trouve des teschénites dans différentes unités tectoniques, compte-tenu de la plus petite et de la plus grande profondeur où ils ont été trouvés dans l'unité donnée par rapport au niveau de la mer. Cette comparaison donne le tableau ci-dessous:

Profondeurs par rapport au niveau de la mer des zones où l'on trouve des teschénites					
dans la nappe de Cieszyn		dans la nappe subsilésienne		dans le Miocène	
+ 265	— 267	+ 152	— 452	+ 88	— 305

Il s'avère — chose d'ailleurs entièrement naturelle — que dans les forages efféctués, les intrusions de teschénites dans le couches de Cieszyn occupent la zone près de la surface jusqu'à — 267 m. Un peu plus bas, depuis +152 m. jusqu'à —452 m. de profondeur, c'est-à-dire dans une zone dépassant 600 m. d'épaisseur, on trouve des teschénites liés à la nappe subsilésienne. Les intrusions de teschénites dans les couches du Miocène autochtone occupent dans les forages effectués jusqu'à présent une zone de 400 m. à peine, depuis +88 m. à —305 m. de profondeur. Il est difficile de prévoir en ce moment si la disposition présentée ci-dessus concernant la profondeur où on a trouvé des teschénites dans

les différentes unités tectoniques, peut avoir une importance plus générale. Ce n'est pas entièrement exclu, que cette disposition soit tout à fait fortuite. Une chose semble indubitable, c'est la circonstance que les teschénites de la nappe subsilésienne peuvent apparaître sur la surface occupée par cette unité: par contre on ne peut trouver des teschénites formant des filons dans les couches miocènes, qu'au moyen de forages.

Le fait d'avoir constaté dans toute une série de forages la présence de teschénites dans la nappe subsilésienne et dans les couches du Miocène, a une grande importance pour le problème de l'âge des intrusions. Les phénomènes de contacts observés dans la roche adjacente au filon des teschénites sont particulièrement importantes.

Ces phénomènes ont été observés dans toute une série de cas. Parmi les plus classiques sous ce rapport citons les phénomènes de contact dans les couches de la nappe subsilésienne existant à proximité de l'intrusion du teschénite dans le forage de Pogórz (Wapienica) 7, décrites dernièrement par W. Parachoniak. On voit parfaitement le contact du teschénite avec la roche sédimentaire de la nappe subsilésienne sur un fragment de noyau du forage Dębowiec 43, présenté sur la pl. XLVI. Malheureusement, comme le noyau a été extrait en morceaux, on n'a pu saisir le contact direct du teschénite avec les couches du Miocène dans le forage Kostkowice 41. Néanmoins dans le noyau extrait d'une profondeur de 588,2-589,4 m. on a constaté la présence de schistes altérés par le contact.

Afin d'établir définitivement l'âge des couches du Miocène dans lesquelles on a trouvé dans le forage Kostkowice 41 un filon de teschénite, l' auteur a prélevé dans les couches voisines de la roche magmatique quatre échantillons sur une distance de 578,6 à 589,4 m. pour l'examen micropaléontologique. L'examen effectué par Mlle Porębska a constaté que les couches renfermant l'intrusion du teschénite appartienent au Tortonien inférieur. L'examen pétrographique effectué par le prof. A. Gaweł que je remercie ici chaleureusement, démontré certaines différences entre les teschénites des couches de Cieszyn et les teschénites des couches du Miocène trouvées dans le forage Kostkowice 41.

LE PROBLÈME DE L'ÂGE DES TESCHÉNITES À LA LUMIÈRE DES NOUVELLES DONNÉES

Avant de présenter l'opinion actuelle sur l'âge des teschénites je pense qu'il est utile de donner quelques conclusions générales.

a) La nappe de Cieszyn n'est pas l'unité tectonique la plus basse des Karpates, charriée sur des masses autochtones de Flysch extérieur, relativement peu disloquées, situées directement sur le substratum.

b) L'ancien „Flysch extérieur" s'est avéré être une nappe par place fortement broyée, charriée sur les formations du Tortonien inférieur ou même moyen. Sur cette nappe dite subsilésienne repose la nappe de Cieszyn, comme unité tectonique supérieure, deuxième dans l'ordre de la partie marginale des Karpates.

c) Le processus du charriage des nappes de Flysch sur l'avant-pays se deroulait en deux étapes. La première avait lieu avant le Miocène, ce dont témoignent les fragments des unités marginales du Flysch à savoir des unités subsilésiennes et de Cieszyn trouvés comme matériel grosclastique dans les sédiments du Tortonien moyen des couches de Grabowiec. La deuxième étape, finale, du charriage des nappes de Flysch sur le Miocène de l'autochtone tabulaire pouvait avoir lieu au Tortonien supérieur ou dans la période post-tortonienne.

d)Après le charriage des nappes de Flysch sur le Miocène, le territoire déjà définitivement formé du point de vue tectonique s'est élévé d'une manière générale bien que peut-être pas uniforme à tous les endroits. Grâce à cela les formations miocènes se sont trouvées à une hauteur de ±250 m. au dessus du niveau de la mer. Cette élévation s'effectuait progressivement, provoquant le retrait de la mer des territoires occupés par elle.

e) Les teschénites se trouvent non seulement dans les couches de Cieszyn — comme on le supposait longtemps — mais encore dans les couches paléogéno-crétacées de la nappe subsilésienne et même dans les formations du Tortonien inférieur ce qui a été constaté par les analyses micropaléontologiques.

f) Les teschénites ne forment pas exclusivement des filons couches (sills) mais aussi des dykes. L'épaisseur de ces dernières est plus petite que celle des sills.

g) Parmi les nombreuses variétés de teschénites on distingue essentiellement deux types fortement contrastants, le type plus leucocratique, plus clair et le type mélanocratique, très foncé. Il n'est pas exclu que ces types ne se soient pas formés simultanément.

h) Les contacts du teschénite avec les couches de Cieszyn, les couches subsilésiennes ou miocènes, indiquent des intrusions de magma, postérieures à la formation de ces couches.

Relativement à l'âge des teschénites, on a constaté que les couches les plus jeunes parmi lesquelles on les a rencontrés, appartiennent au Tortonien inférieur. Etant donné cependant que — vu les relations tectoniques — le magma, pour pénétrer jusqu'aux couches de la nappe de Cieszyn, devait d'abord percer les formations paléogeno-crétacées de la nappe subsilésienne et les séries miocènes autochtones situés sous

celle-ci, *l'âge des intrusions du teschénite doit être postérieur à celui des couches les plus jeunes par lequelles le magma dans sa migration vers la surface, devait se frayer la voie. L'âge des teschénites doit donc être actuellement rapporté — conformément aux opinions antérieures de A. Madelung (1865) et J. Nowak (1930) — au Miocène plus exactement au Tortonien supérieur; il est aussi possible qu'ils soient post-tortoniens.*

Il n'est pas exclu — ce que je supposais sur la base de certaines observations de K. Smulikowski (1929) dès 1938 (K. Konior 1938) que „le phénomène des teschénites" pouvait se dérouler en deux phases. Etant donné que l'âge de la phase postérieure, plus jeune, est déjà établi, il resterait à essayer de déterminer l'âge de l'éventuelle première phase. On pourrait la lier à la première étape de la formation et du charriage postoligocène des nappes de Flysch, mentionnée dans le point c) de ce chapitre.

L'existence de la première phase d'intrusion, le plus probablement postoligocène, est dans une certaine mesure prouvée par le fait que les teschénites trouvés par les forages dans les couches miocènes font moins de 50% du nombre constaté dans la nappe de Cieszyn et la nappe subsilésienne (dans la nappe de Cieszyn on a trouvé des teschénites dans 19 forages, dans la nappe subsilésienne — dans 19 forages, tandis que dans les formations miocènes — dans 7 forages). On pourrait expliquer ce fait par les intrusions du magma de teschénites dans les couches de la nappe de Cieszyn et de la nappe subsilésienne avant leur charriage sur le Miocène. Au cours de cette période, les couches de ces nappes étaient en contact direct avec le substratum d'où provenait le magma. Les variétés plus leucocratiques et surtout les intrusions épaisses mentionnées plus haut pouvaient se former alors. Après le charriage des nappes de Cieszyn et subsilésienne sur le Miocène, le magma intrudé avait à parcourir un chemin beaucoup plus long pour parvenir à la surface. Pour cette raison, les intrusions mêmes ont des dimensions beaucoup plus réduites, on trouve souvent des dykes et le magma a un caractère plus basique.

Des preuves plus convaincantes motivant la possibilité de l'existence de cette „première" phase font jusqu'à présent défaut. Il n'est pas exclu que dans les ouvrages ultérieurs, détaillés, au sujet des teschénites, de telles preuves se trouveront ou bien on trouvera des arguments définitifs rejetant la possibilité d'intrusions répétées du magma.

J. Nowak (1930) a émis l'opinion que „les intrusions des roches magmatiques avaient lieu non avant le décollement des nappes de Cieszyn et leur déplacement à leur position actuelle, mais après cet évène-

ment déjà". Etant donné que les observations les plus récentes confirment entièrement cette opinion, on peut actuellement supposer que finalement la conception d'une seule extrusion du magma de teschénite au Tortonien supérieur ou à l'époque post-tortonienne, peut prévaloir.

CONCLUSIONS FINALES

La détermination plus exacte de l'âge des intrusions de teschénites sur la base de nouvelles observations et des résultats des forages, nécessite des recherches pétrographiques. Celles-ci permettront d'établir l'ordre des phénomènes liés aux intrusions du magma et à leur mécanisme. Le problème est d'autant plus intéressant qu'à la lumière des observations et constatations rassemblées, la nature et le mécanisme des phénomènes orogéniques contiennent encore de nombreuses énigmes et les extrusions du magma de teschénite sont indubitablement liées le plus étroitement à ces phénomènes.

Institut Géologique
à Varsovie
Kraków, Juin 1959

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ XLI-LII
DESCRIPTION DES PLANCHES XLI-LII

PL. XLI

Fig. 1

Kamieniołom na Goruszce koło Grodźca. Odsłonięcie Nr 1
Carrière de Goruszka près de Grodziec. Affleurement No. 1

Fig. 2

Kamieniołom na Goruszce koło Grodźca. Odsłonięcie Nr 2
Carrière de Goruszka près de Grodziec. Affleurement No. 2

PL. XLII

Fig. 1

Kamieniołom na Goruszce koło Grodźca. Odsłonięcie Nr 4
Carrière de Goruszka près do Grodziec. Affleurement No. 4

Fig. 2

Kamieniołom na Goruszce koło Grodźca. Odsłonięcie Nr 5 (część północna)
Carrière de Goruszka près de Grodziec. Affleurement No. 5 (partie nord)

PL. XLIII

Fig. 1

Kamieniołom na Goruszce koło Grodźca. Dolna część odsłonięcia z pl. XLII, fig. 2
Carrière de Goruszka près de Grodziec. Partie inférieure de l'affleurement de la pl. XLII, fig. 2

Fig. 2

Kamieniołom na Goruszce koło Grodźca. Odsłonięcie Nr 5 (część południowa)
Carrière de Goruszka près de Grodziec. Affleurement No. 5 (partie sud)

PL. XLIV

Fig. 1

Kamieniołom na Goruszce koło Grodźca. Odsłonięcie Nr 8
Carrière de Goruszka près de Grodziec. Affleurement Nr 8

Fig. 2

Kamieniołom na Goruszce koło Grodźca. Odsłonięcie Nr 6
Carrière de Goruszka près de Grodziec. Affleurement No. 6

PL. XLV

Fig. 1

Kamieniołom na Goruszce koło Grodźca. Odsłonięcie Nr 7 (a i b)
Carrière de Goruszka près de Grodziec. Affleurement No. 7 (a et b)

Fig. 2

Kamieniołom na Goruszce koło Grodźca. Odsłonięcie Nr 10
Carrière de Goruszka près de Grodziec. Affleurement No. 10

Sytuację odsłonięć na planszach XLI-XLV wskazują liczby na planie kamieniołomu (fig. 3 w tekście). *wc* wapienie cieszyńskie, *c* cieszynity

La situation des ffleurement sur les planches XLI—XLV est indiqué par les chiffres sur le plan de la carrière (fig. 3 dans le texte). *wc* calcaires de Cieszyn, *c* teschénites

PL. XLVI

Fragment rdzenia z otworu „Dębowiec 43", głębokość 198,1-202,7 m, Sk. II, 23-38 cm od góry. W górnej części zdjęcia dobrze widoczny kontakt przeobrażonego łupku z cieszynitem zajmującym większą jego część, upstrzonym białawymi plamkami wtórnych minerałów. Dla porównania wielkości umieszczono centymetrową skalę.

nieco powiększone

Fragment de noyau du forage "Dębowiec 43", profondeur 198,1-202,7 m., Sk. II, 23-38 cm. depuis le haut. Dans la partie supérieure de la photo on voit nettement le contact du schiste metamorphique avec le teschénite, qui occupe la plus grande partie de la photo et qui est parsemé de taches blanchâtres de minéraux secondaires. Une échelle au centimètre permet de comparer la grandeur

un peu agrandi

PL. XLVII

Mikrofauna z otworu „Kostkowice 41", głębokość 578,6-582,7 m, Sk. I, z warstw sąsiadujących z intruzją cieszynitową

Microfaune du forage "Kostkowice 41", profondeur 578,6-582,7 m., Sk. I, des couches voisinant avec l'intrusion de teschénite

1 *Dendrophrya latissima*, 2 *Ammodiscus incertus*, 3 *Spiroplectammina carinata*, 4 *Karreriella gaudryinoides*, 5 *Marginulina* sp. (ułamek — fragment), 6 *Nodosaria longiscata*, 7 *Globulina gibba*, 8 *Nonion pompilioides*, 9 *Nodogenerina consobrina*, 10 *Bulimina elongata*, 11 *Bolivina dilatata*, 12 *Uvigerina laubeana*, 13 *Valvulineria*

complanata, 14 *Gyroidina soldani*, 15 *Rotalia beccarii*, 16 *Globigerina bulloides*, 17 *Globigerinoides triloba*, 18 *Globorotalia scitula*, 19 *Cibicides boueanus*, 20 *C. ungerianus*, 21 zęby ryb (dents de poissons) × 25

Fot. J. Janik

PL. XLVIII

Mikrofauna z otworu „Kostkowice 41", głębokość 581,7-586,0 m, Sk. III, z warstw sąsiadujących z intruzją cieszynitową

Microfaune du forage "Kostkowice 41" profondeur 582,7-586,0 m., Sk. III, des couches voisinant avec l'intrusion de teschénite

1 *Bathysiphon* sp., 2 *Quinqueloculina longirostra*, 3 *Robulus calcar*, 4 *R. cultratus*, 5 *R. echinatus*, 6 *R. inornatus*, 7 *R. clypeiformis*, 8 *R. papillosus*, 9 *Robulus* sp., 10 *Robulus* sp. (ułamki — fragmenst), 11 *Heterostegina costata*, 12 *Spirolina arietina*, 13 *Asterocyclina* sp., 14 Bryozoa, 15 kolce jeżowców (épines d'oursins), 16 otolit (otolite), 17 małże (lamellibranches) × 12,5

Fot. J. Janik

PL. XLIX

Mikrofauna z otworu „Kostkowice 41", głębokość 582,7-586,0 m, Sk. III, z warstw sąsiadujących z intruzją cieszynitową

Microfaune du forage "Kostkowice 41", profondeur 582,7-586,0 m., Sk. III, des couches vosinant avec l'intrusion de teschénite

1 *Dendrophrya latissima*, 2 *Reophax pilulifera*, 3 *Spiroplectammina carinata*, 4 *Textularia* sp., 5 *Karreriella gaudryinoides*, 6 *Quinqueloculina akneriana*, 7 *Robulus clericii*, 8 *Nonion scaphum*, 9 *Elphidium advenum*, 10 *Nodogenerina consobrina*, 11 *Uvigerina tenuistriata*, 12 *Rotalia beccarii*, 13 *Epistommina elegans*, 14 *Globigerina bulloides*, 15 *Globigerinoides triloba*, 16 *Orbulina suturalis*, 17 kolce jeżowców (épines d'oursins) × 25

Fot. J. Janik

PL. L

Cieszynit z otworu „Kostkowice 41", głębokość 586,0-588,2 m, Sk. I około × 20
bez analizatora

Fot. I. Gucwa i J. Szczurowska

Teschénite du forage „Kostkowice 41", profondeur 586,0-588,2 m., Sk. I environ × 20
Sans analysateur

PL. LI

Cieszynit z otworu „Kostkowice 41“, głębokość 545,0-547,1 m, Sk. 1 i 2
około × 20
bez analizatora
Fot. I. Gucwa i J. Szczurowska

Teschénite du forage „Kostkowice 41“, profondeur 545,0-547,1 m., Sk. 1 i 2
environ × 20
Sans analysateur

PL. LII

Cieszynit z otworu „Kostkowice 41“, głębokość 539,3-541,9 m, Sk. II około × 20
bez analizatora
Fot. I. Gucwa i J. Szczurowska

Teschénite du forage „Kostkowice 41“, profondeur 539,3-541,9 m., Sk. II environ × 20
Sans analysateur

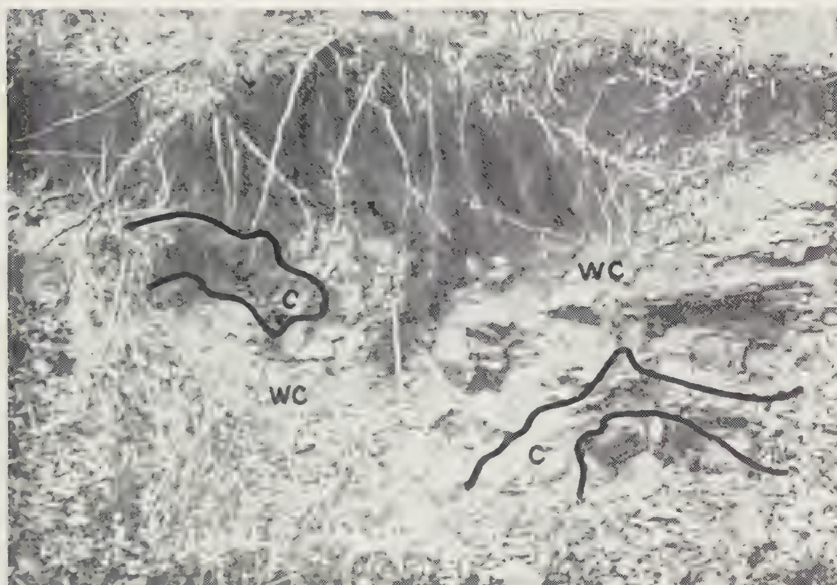


Fig. 1

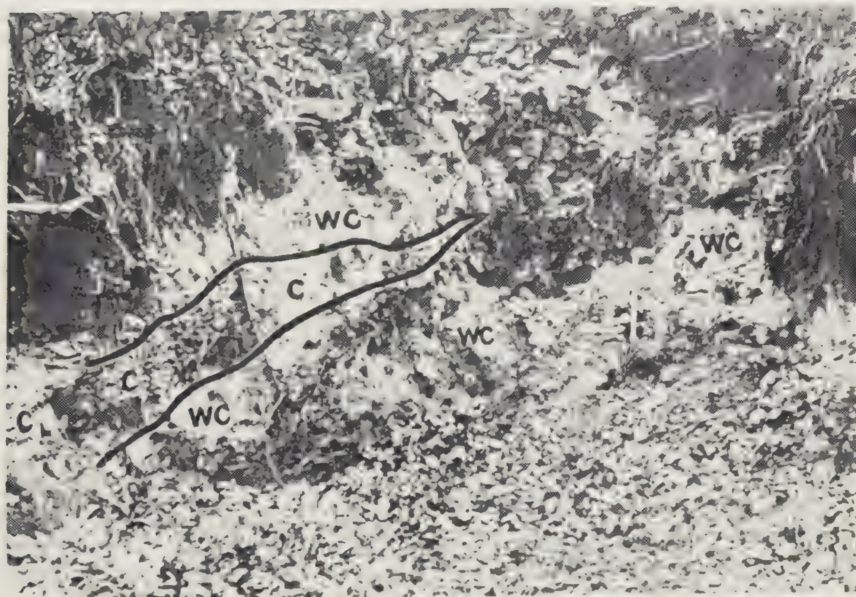


Fig. 2



Fig. 1



Fig. 2



Fig. 1



Fig. 2



Fig. 1



Fig. 2



Fig. 1

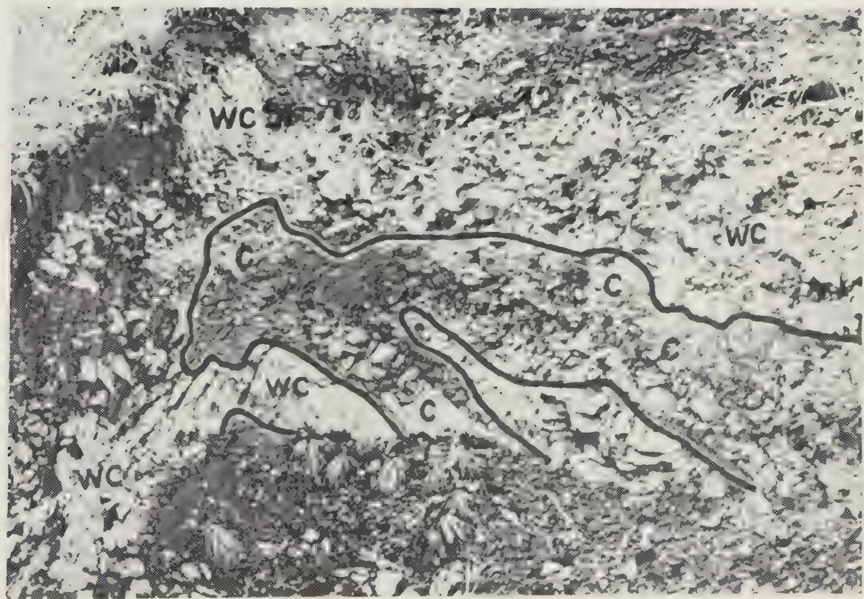


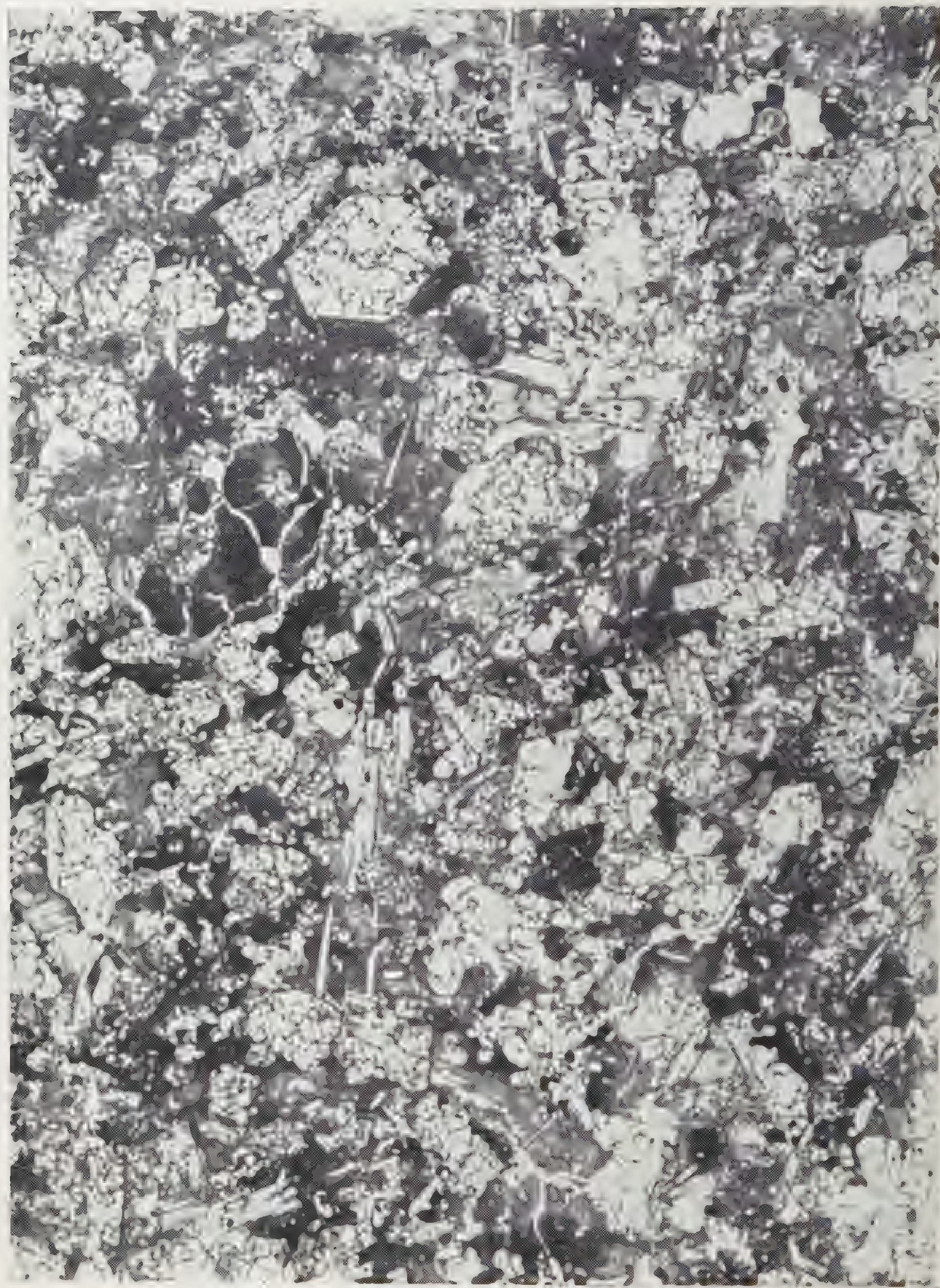
Fig. 2






3
11
17
11
6
4
17
14
13
3
8
5
12
10
2
11
15
16
9
14
7
5
17


2
4
1
7
11
9
12
5
6
3
8
1
9
14
13
17
10
16
5
15







KRZYSZTOF BIRKENMAJER

Seria czertezicka — nowa seria skałkowa Pienin

STRESZCZENIE: Opisana została nowa seria skałkowa w pienińskim pasie skałkowym Polski, nazwana serią czertezicką. W rekonstruowanym basenie sedymentacyjnym serii skałkowych w ciągu jury, neokomu i środkowej kredy znajdowała się ona prawdopodobnie między obszarem osadów serii czorsztyńskiej i serii niedzickiej. Stąd też wykazuje największe pokrewieństwa z tymi dwiema seriami. Omówione jest rozprzestrzenienie serii czertezickiej w pasie skałkowym Polski i jej pozycja tektoniczna.

WSTĘP

Utwory pienińskiego pasa skałkowego dzieli się na serie skałkowe i osłonę skałkową. Terminy te zostały wprowadzone do literatury geologicznej ponad pół wieku temu i w ciągu tego czasu zmieniały kilkakrotnie swoje znaczenie. W ostatnim ujęciu przedstawionym w pracach autora niniejszego artykułu (Birkenmajer 1953b, 1957a, 1958a) jako serie skałkowe wyróżnia się kompleksy osadów jurajskich, neokomskich i środkowo-kredowych utworzonych w rowie geosynklinalnym (pienidów) przed pierwszym fałdowaniem pasa skałkowego.

Jako kryteria wydzielania serii skałkowych przyjęto różnice w wykształceniu litologiczno-facjalnym i następstwie stratygraficznym ogniw przede wszystkim wyższego doggeru i niższego malmu [1], kiedy geosynklina serii skałkowych osiągnęła największe głębokości w ciągu swojej mezozoicznej historii. Dodatkowe znaczenie różnicujące poszczególne serie posiadają także elementy stratygraficzne górnego malmu i niższego neokomu.

---

[1] Podział stratygraficzny jury w dotychczasowych pracach autora był oparty na schemacie używanym przez D. Andrusova (1945, 1953), stanowiącym zmodyfikowany podział Hauga i Gignoux. Począwszy jednak od pracy niniejszej autor będzie używał w zasadzie schematu Arkella (1956), jako najlepiej udokumentowanego przewodnią fauną amonitową. Różnicę w stosunku do tego schematu stanowi wyróżnianie aalenu, jako samodzielnego ogniwa niższego od bajosu.

Pojęcie serii czorsztyńskiej i pienińskiej dawnych autorów zostało zawężone, wzorem pierwszych opracowań D. Andrusova (1927, 1938) do najbardziej krańcowych odmian serii skałkowych. Jako serie przejściowe między wyżej wymienionymi zostały wydzielone: seria niedzicka i seria braniska (Birkenmajer 1953b), które znajdują jedynie częściowe odpowiedniki w wyróżnianych w przedwojennych pracach Andrusova (l. c.) seriach: pruskiej, podbielskiej i kisuckiej [2]. Rolę tektoniczną wyróżnionych czterech serii skałkowych (czorsztyńskiej, niedzickiej, braniskiej i pienińskiej) autor niniejszego artykułu zobrazował licznymi przekrojami tektonicznymi, profilami odsłonięć i szczegółowymi mapami pochodzącymi z polskiej części pasa skałkowego (Birkenmajer 1958a).

W wyniku dalszych badań stratygraficznych i tektonicznych, seria reprezentowana przez skałki w okolicy Haligowiec (Aksamitki) w Pieninach (słowacki Spisz), które za J. Nowakiem (1916, 1927) były zaliczone w ostatnich ujęciach geologicznych tego problemu do serii wierchowej (Horwitz 1938, Andrusov 1938, Birkenmajer 1958a), została wyróżniona jako piąta z kolei seria skałkowa — seria haligowiecka (Birkenmajer 1959).

Badając w latach 1950-1952 serie skałkowe między Czorsztynem a Jaworkami autor spotykał profile serii przejściowych między seriami czorsztyńską i pienińską, zwykle bardzo skomplikowane pod względem tektonicznym, które różniły się zarówno od wyróżnionej później serii braniskiej, jak i od serii niedzickiej. Z tego też względu nie uwzględniono ich w pracach publikowanych przed rokiem 1958 odkładając do bardziej szczegółowych badań rozwiązanie kwestii, czy mamy tu do czynienia z nową serią, czy też z kontaktem tektonicznym dwóch spośród znanych już serii skałkowych (czorsztyńskiej i pienińskiej, względnie czorsztyńskiej i braniskiej), których ogniwa stratygraficzne uległy silnym wytłoczeniom i redukcjom tektonicznym.

W trakcie prac geologicznych wykonywanych na odcinku pasa skałkowego między Czorsztynem i Jaworkami w latach 1953-1957 nagromadziła się jednak pokaźna ilość obserwacji wskazujących, że należy wyróżnić jeszcze jedną serię skałkową o profilu stratygraficzno-facjalnym zbliżonym najbardziej do serii czorsztyńskiej i niedzickiej, lecz różniącym się w sposób zasadniczy zarówno od jednej, jak i drugiej.

Wreszcie uzupełniające badania przeprowadzone jesienią 1958 roku przekonały autora niniejszego artykułu o konieczności wyróżnienia nowej, szóstej z kolei serii skałkowej, dla której proponuje on nazwę serii czertezickiej od skałek Czertezika (772 m i 774 m) nad Potokiem Pienińskim, gdzie jest najlepiej odsłonięta (por. Birkenmajer 1958a, cz. IV, str. 17-20, fig. 102).

[2] W ostatnich opracowaniach Andrusova (1945, 1953) wyróżniane są jednak tylko dwie serie: czorsztyńska i pienińska, natomiast serie przejściowe (pruska, podbielska i kisucka) zostały zredukowane do roli odmian serii pienińskiej.

Na tym miejscu autor chciałby podziękować swemu przyjacielowi, mgr. Stanisławowi M. Gąsiorowskiemu, którego pomoc w pracach terenowych i wartościowe dyskusje przyczyniły się do zdefiniowania pojęcia serii czertezickiej.

ROZMIESZCZENIE SERII CZERTEZICKIEJ W PIENIŃSKIM PASIE SKAŁKOWYM POLSKI

Dane jakie autor zdołał zgromadzić w latach 1950-1958 wskazują, że najczęstsze i najlepsze odsłonięcia serii czertezickiej występują w obszarze położonym na wschód od zamku niedzickiego (fig. 1). Najdalej w kierunku zachodnim seria czertezicka została stwierdzona na lewym zboczu



Fig. 1

Rozmieszczenie serii czertezickiej w pienińskim pasie skałkowym Polski
n północna dyslokacja pasa skałkowego, *s* południowa dyslokacja pasa skałkowego. Czarne plamki oznaczają region występowania serii czertezickiej

Distribution of the Czertezik Series in the Pieniny Klippen-Belt of Poland
n northern dislocation line of the Klippen-Belt, *s* southern dislocation line of the Klippen-Bel. The Czertezik Series in black

doliny Dunajca naprzeciw zamku niedzickiego w skałkach Piekiełka i południowej części Wspólnej Skały[3].

---

[3] Profil geologiczny tej skałki został przedstawiony po raz pierwszy przez V. Uhliga (1890, fig. 20) w ten sposób, że nad białym wapieniem krynoidowym o znacznej miąższości (bajos) serii „skamieniałościowej" (czorsztyńskiej) miały w normalnym następstwie stratygraficznym (profil jest odwrócony tektonicznie) występować wapienie rogowcowe przechodzące w szare, piaszczyste wapienie krynoidowe, dalej w szare rogowcowe wapienie, czerwone wapienie rogowcowe i rogowce i wreszcie w czerwony wapień czorsztyński.

Opierając się na opisie V. Uhliga autor niniejszej pracy zaliczył początkowo omawiany profil do „I serii czorsztyńskiej przejściowej — typ Niedzica Zamek" (Birkenmajer 1954). Bliższe jednak badania, w oparciu o wykopy wykazały jednak, że profil V. Uhliga jest błędny. Mianowicie tylko biały wapień krynoidowy tworzący wyższą z dwóch skałek należy do serii czorsztyńskiej. Na przełączce między skałką wyższą a niższą zostały stwierdzone osady aalenu podścielające szary wapień krynoidowy, który wraz z szarym wapieniem krynoidowo-rogowcowym, radiolarytami zielonymi i czerwonymi oraz wapieniem bulastym należy już do innej serii, opisanej w pracy niniejszej jako seria czertezicka.

Według wszelkiego prawdopodobieństwa seria czertezicka jest szeroko rozprzestrzeniona w paśmie górskim Flaków. Nie da się jednak tego ustalić z całą pewnością aż do czasu wykonania szczegółowej mapy geologicznej tego obszaru, co jest niezbędne zarówno z uwagi na wielkie komplikacje tektoniczne tego pasma, jak i znaczny stopień zakrycia przez lasy.

Najlepsze odsłonięcia serii czertezickiej widoczne są na obu ścianach wąwozu, którym płynie Potok Pieniński, a zwłaszcza w skałkach Wielkiej Pustelnicy (684 m), Czerwonych Skałek i Czertezika (772-774 m).

Na wschód od Potoku Pienińskiego seria czertezicka została stwierdzona na Durbaszce (935 m) i Wysokich Skałkach (1052 m) koło Jaworek. Nie jest wykluczone, że również skałki Rabsztyna (816 m) i Szczepanówki (741 m) w Małych Pieninach należą do tej serii, czego jednak bez szczegółowej mapy geologicznej tego obszaru niepodobna rozstrzygnąć.

Odsłonięcia serii skałkowej wyróżnionej w pracy niniejszej jako seria czertezicka były znane zarówno V. Uhligowi (1890a, b), jak i L. Horwitzowi (1940). Jej starsze ogniwa były przez V. Uhliga zaliczane do „facji skamieniałościowej" (serii czorsztyńskiej polskich autorów), młodsze zaś do „facji wapieni rogowcowych" (serii pienińskiej polskich autorów): podobny pogląd podzielał L. Horwitz.

Należy jednak podkreślić, że L. Horwitz (1937) zdawał sobie sprawę z odrębności rozwoju tak pojmowanej części serii czorsztyńskiej, czemu dał wyraz wyróżniając jej ogniwa jako osobną dygitację, która w ostatnich jego pracach (Horwitz 1935, 1937, 1938) nosiła nazwę „dygitacji Rabsztyna — Wysokich Skałek"[4]. Charakterystycznym dla tej dygitacji elementem stratygraficznym miały być szare wapienie krynoidowe z fauną batonu górnego, które L. Horwitz stwierdził w okolicach potoku Głębokiego koło Sromowiec.

STRATYGRAFIA SERII CZERTEZICKIEJ

Stratygrafię serii czertezickiej w ujęciu schematycznym przedstawia tabela 1.

Szczegółowy opis poszczególnych ogniw przedstawia się następująco:

Aalen fliszowy (aalen dolny)

W jednym, jak dotychczas, profilu serii czertezickiej na przełączce między północną i południową skałką Wspólnej Skały (lewe zbocze doliny Dunajca naprzeciw zamku niedzickiego) stwierdzone zostały zielono-

[4] Poglądy na tektonikę pasa skałkowego w ujęciu L. Horwitza zostały omówione obszernie przez autora niniejszej pracy (1953a) w „Regionalnej Geologii Polski".

Tabela 1

Emszer dolny		Warstwy sromowieckie (ok. 70 m)	
Turon		Margle globotrunkanowe (ok. 40 m)	czerwone
			pstre
Cenoman			zielone
Alb		Warstwy globigerynowo-radiolariowe (ok. 10 m)	
Apt			
Barrem		Wapień rogowcowy lub pseudorogowcowy (do 40 m)	
Hoteryw			
Walanżyn		luka sedymentacyjna (?)	
Berias			
Tyton	górny		
	środkowy	Wapień kalpionellowy biały (4 m)	
	dolny		
Kimeryd		Wapień bulasty (3 m)	
Oksford		Radiolaryty czerwone (5 m)	
		Radiolaryty zielone (3 m)	
Kelowej		Szary wapień krynoidowo-rogowcowy do (10 m)	Czerwony wapień krynoidowy (ok. 10 m)
Baton		Biały lub szary wapień krynoidowy (50 m)	
Bajos			
Aalen	górny	Łupki sferosyderytowe (ok. 10 m)	
	środkowy	Margle plamiste (ok. 10 m)	
	dolny	Aalen fliszowy (5 m ?)	

:zarne łupki słabo margliste z wkładkami szaro-zielonych, silnie mikowych piaskowców. Warstwy te są silnie zaburzone tektonicznie. Ich miąższość wynosi około 5 m. Swoim wykształceniem przypominają utwory zw. „aalenu fliszowego" typowo wykształconego w serii braniskiej (Birkenmajer 1957b), gdzie ich wiek został określony na aalen dolny.

Margle plamiste (aalen środkowy)

Drugim z kolei ogniwem serii czertezickiej są szare (lub żółtawe po zwietrzeniu) plamiste margle i margliste wapienie z nieoznaczalną fauną amonitów. Przypominają one warstwy z *Leioceras opalinum* serii czorsztyńskiej, których fauna została opisana przez V. Uhliga (1890a) poprzednich autorów. Miąższość omawianego ogniwa może być określona na około 10 m.

Łupki sferosyderytowe (aalen górny)

Następnym z kolei ogniwem są czarne lub czarno-zielonkawe margliste iły i łupki, w których występują małe, dyskoidalne konkrecje syderytowe (sferosyderyty). Charakter litologiczny tych skał odpowiada iłom i łupkom sferosyderytowym górnego aalenu serii czorsztyńskiej zawierającym faunę z *Ludwigia murchisonae* (Uhlig 1890a), jak też analogicznym ogniwom serii niedzickiej i braniskiej, których bliższa charakterystyka petrograficzna została opublikowana ostatnio (Birkenmajer & Narębski 1958). Miąższość łupków sferosyderytowych serii czertezickiej może być określona na około 10 m.

Biały lub szary wapień krynoidowy (bajos-baton)

Kontakt omawianych wapieni z utworami aalenu jest w zbadanych profilach wyłącznie tektoniczny, co znajduje wytłumaczenie w różnicach plastyczności między marglami i łupkami oraz masywnymi wapieniami.

Wapień krynoidowy jest zwykle szary, rzadziej biały, nieuławicony lub słabo uławicony, zawiera drobne ziarna kwarcu i okruchy skał węglanowych (dolomity i wapienie) środkowego triasu. Wapień ten osiąga miąższość co najmniej 50 metrów. W niższej jego części w skałkach Pienińskiego Potoku V. Uhlig (1890a, str. 748) znalazł następujące ramienionogi: *Terebratula ventricosa* Hartm., *Rhynchonella* cf. *subtetraëdra* Dav., *R.* cf. *plicatella* d'Orb., *R.* cf. *ferryi* Desl., *R.* sp. ind., *R. spinosa* (Schloth.).

Wyższa część omawianego ogniwa (ok. 10 m) posiada barwę ciemnoszarą lub nawet czarną. Występują tutaj wapienie krynoidowe uławicone często piaszczyste, w których można spotkać odciski *Posidonomya alpina* Gras. Niekiedy w szarym wapieniu krynoidowym znaleźć można drobne konkrecje fosforytowe (okolice potoku Głębokiego koło Sromowiec Wyżnych) i cienką wkładkę (1 m) czerwonego lub pstrego wapienia przypominającego wapień bulasty.

Omawiana wyższa część wapienia krynoidowego szarego była znana L. Horwitzowi (1924, 1937), który w potoku Głębokim koło Sromowiec opisuje szare wapienie krynoidowe i wapienie zbliżone do „malmo-neokomu" lub „warstw posidoniowych" z niewielkimi bułami o dużej zawartości fosforu i rogowcami[5]. Badacz ten znalazł w omawianych warstwach *Posidonomya alpina* Gras. oraz amonity z rodzaju *Lytoceras*, *Phylloceras* i *Sphaeroceras*, przypisując im wiek górnego batonu:

[5] Można stąd wnosić, że L. Horwitzowi znane były zarówno ogniwa wyróżnione w niniejszej pracy jako szary wapień krynoidowy, jak też ogniwa wyższe określone przez autora niniejszej pracy jako wapień krynoidowo-rogowcowy.

L. Horwitz (1937) wspomina też, że podobne utwory występują w okolicach Wysokich Skałek w Małych Pieninach. W obu obszarach, to znaczy w okolicach potoku Głębokiego koło Sromowiec Wyżnych i w Małych Pieninach (Wysokie Skałki) szare wapienie krynoidowe zostały zaliczone przez L. Horwitza (1935, 1938) do serii czorsztyńskiej „dygitacji Rabsztyna-Wysokich Skałek".

Szary wapień krynoidowo-rogowcowy (kelowej?)

Przejście między wapieniem krynoidowym a kompleksem radiolarytowym w serii czertezickiej polega zwykle na tym, że w obrębie najwyższej części szarego (lub szaro-zielonawego) wapienia krynoidowego pojawiają się wkładki lub soczewki brunatnych lub niebieskawych rogowców (spongiolitów), których ilość ku górze wzrasta. Brak tutaj dolnego wapienia bulastego (baton-kelowej) występującego w serii niedzickiej.

Miąższość wapieni krynoidowo-rogowcowych wynosi do 10 metrów. Oznaczalnej fauny nie udało się w nim dotychczas znaleźć. Z uwagi na położenie w profilu stratygraficznym wydaje się jednak, że odpowiada on kelowejowi.

Ogniwo to było znane V. Uhligowi (1890a, str. 635, 747), który zaliczył je do serii czorsztyńskiej. Podobnie postąpił też L. Horwitz (1937).

Czerwony wapień krynoidowy (baton-kelowej?)

W niektórych odmianach serii czertezickiej między białym (lub szarym) wapieniem krynoidowym a zielonymi radiolarytami zamiast szarych wapieni krynoidowych z rogowcami występuje czerwony lub różowy drobnoziarnisty wapień krynoidowy o miąższości dochodzącej prawdopodobnie do 10 metrów. Wapień taki stwierdzono na zboczach Czertezika (Birkenmajer 1958a, cz. IV, str. 17-20, fig. 102). Oznaczalna fauna nie została w tym wapieniu, jak dotychczas, znaleziona. Z uwagi jednak na położenie w profilu stratygraficznym można mu przypisać wiek baton-kelowej ?

Radiolaryty zielone (oksford)

Następnym z kolei ogniwem serii czertezickiej są zielone lub zielono-brunatne ławicowe radiolaryty i wapienie krzemionkowe (radiolariowe) o miąższości poziomu stratygraficznego dochodzącej do 3 m. Radiolaryty zielone przypominają analogiczne ogniwa oksfordu serii niedzickiej i braniskiej.

Radiolaryty czerwone (oksford)

Nad zielonymi radiolarytami występują radiolaryty czerwone wykształcone analogicznie jak w serii braniskiej i niedzickiej. Ich miąższość nie przekracza 5 m, wiek zaś przez analogie z wyżej wymienionymi seriami może być określony na oksford.

Wapień bulasty (kimeryd)

Radiolaryty czerwone przechodzą ku górze w czerwony wapień bulasty o miąższości nie przekraczającej 3 m. Wapień ten jest wykształcony w sposób analogiczny jak górny wapień bulasty serii niedzickiej i wapień bulasty niektórych odmian serii braniskiej. Nie oznaczono z niego dotychczas fauny określającej wiek osadu. Jednak przez analogię z serią braniską można przypisać mu wiek kimerydzki.

Wapień kalpionellowy biały (tyton dolny-środkowy?)

Nad wapieniem bulastym stwierdzono w kilku odsłonięciach cienki poziom białego lub jasnocielistego wapienia pozbawionego uławicenia, nie przekraczającego 4 m miąższości. Zawiera on mikroorganizmy: *Calpionella alpina* Lor., *C. elliptica* Cad., *Globochaeta alpina* Lomb. Jest to zespół charakterystyczny dla czerwonego i białego wapienia kalpionellowego dolnego tytonu serii czorsztyńskiej (Birkenmajer 1958a, b) oraz dla wapienia kalpionellowego białego tytonu środkowego jednej z odmian serii czorsztyńskiej (Birkenmajer 1958b).

Wapień rogowcowy lub pseudorogowcowy (hoteryw-barrem)

Bezpośrednio ponad wapieniem kalpionellowym występuje gruby kompleks wapieni ławicowych barwy białej lub biało-szarawej, z przerostami i soczewkami czarnych rogowców (wapień rogowcowy), lub kompleks wapieni ławicowych jasnozielonawych, krzemionkowych, z rzadkimi soczewkami rogowców (wapień pseudorogowcowy). Miąższość tych wapieni dochodzi do 40 m. Stanowią one odpowiedniki analogicznych ogniw serii niedzickiej, od których różnią się znacznie większą miąższością. W płytkach cienkich nie stwierdzono tutaj obecności tintinnidów charakterystycznych dla górnego tytonu, beriasu i walanżynu, jakie zostały stwierdzone w serii braniskiej, niedzickiej, czorsztyńskiej, pienińskiej i haligowieckiej (Birkenmajer 1958a, b, 1959). Z uwagi na to, że w pienińskim pasie skałkowym tintinnidy nie występują w ogniwach młodszych od walanżynu jest prawdopodobne, że omawiany wapień reprezentuje hoteryw i częściowo barrem.

Nie stwierdzono dotychczas osadów należących do górnego tytonu, beriasu i walanżynu. Brak ten może być wyjaśniony w dwojaki sposób.

Po pierwsze można przyjąć, że osady te zostały wytłoczone w czasie ruchów górotwórczych i że w przyszłości zostaną odnalezione w innych, dotychczas jeszcze nie badanych profilach. Jest to jednak tłumaczenie o tyle mało prawdopodobne, że w niektórych z badanych profilów, np. w okolicach Durbaszki w Małych Pieninach, wapienie rogowcowe leżą zupełnie normalnie na wapieniu kalpionellowym, bez zaburzeń tektonicznych, które by mogły sugerować wytłoczenie ogniw pośrednich.

Drugie tłumaczenie opiera się na wynikach ostatnich badań autora (Birkenmajer 1958b), który stwierdził przerwy sedymentacyjne w tytonie i niższym neokomie serii czorsztyńskiej, związane z synorogenezą neokimeryjską (osterwaldzką). W serii czorsztyńskiej przerwy sedymentacyjne zostały wywołane przez dźwignięcie się pewnych partii basenu morskiego do podstawy falowania. Obszary podniesione o przebiegu równoległym do osi geosynkliny były w serii czorsztyńskiej rozdzielone obszarami nieco głębszymi, gdzie odbywało się osadzanie materiału zerodowanego przez falowanie w partiach dźwigniętych. W różnych strefach sedymentacyjnych serii czorsztyńskiej przerwy w osadzaniu trwały niejednakowo długo. W najbardziej północnej strefie zaznaczyły się one w środkowym tytonie, w środkowej strefie podniesionej brak jest osadów wyższej części dolnego tytonu, tytonu środkowego i górnego oraz beriasu.

W najbardziej południowej z podniesionych stref sedymentacyjnych serii czorsztyńskiej przerwa w osadzaniu obejmuje tyton górny, berias i walanżyn. Z uwagi na to brak ogniw tytonu górnego, beriasu i walanżynu w serii czertezickiej, która osadzała się na południe od najbardziej południowej strefy sedymentacyjnej serii czorsztyńskiej, można z dużym prawdopodobieństwem położyć na karb przerwy sedymentacyjnej związanej z synorogenezą neokimeryjską (osterwaldzką). Przypuszczenie to musi być jednak potwierdzone dalszymi badaniami.

Warstwy globigerynowo-radiolariowe (barrem-alb)

Ogniwo to jest rozwinięte w sposób analogiczny jak w serii niedzickiej. Składa się ono z czarnych, łupkowatych wapieni i ciemnozielonych, łupkowatych margli. W odróżnieniu od serii niedzickiej nie stwierdzono tu obecności mułowców wapnistych, które dla tej serii są charakterystyczne (Birkenmajer 1958a).

Warstwy globigerynowo-radiolariowe mają miąższość około 10 metrów. Przez analogię z serią niedzicką można je uważać za wyższy barrem, apt i alb.

Margle globotrunkanowe (cenoman — turon dolny)

Ponad warstwami globigerynowo-radiolariowymi zostały stwierdzone margle w dole zielone, wyżej pstre i w najwyższej partii czerwone,

podobnie jak i w pozostałych seriach skałkowych. Ich wiek przez porównanie z pozostałymi seriami skałkowymi można określić na cenoman i turon niższy (Birkenmajer 1957a, 1958a). Wiek ten potwierdzają też ostatnio opublikowane rezultaty badań mikrofaunistycznych M. Książkiewicza (1958).

Miąższość margli globotrunkanowych serii czertezickiej może być szacowana na około 40 m.

Warstwy sromowieckie (turon górny — emszer dolny)

Najwyższym ogniwem serii czertezickiej są utwory fliszowe składające się z wapnistych piaskowców przeławiconych łupkami marglistymi i marglami. Barwa tych utworów jest na świeżo niebieskawa, po zwietrzeniu zaś zielonkawa. Miąższość wynosi około 70 m.

Wiek warstw fliszowych w nadkładzie margli globotrunkanowych dotychczas wyróżnianych serii skałkowych był określony na podstawie ostatnich opracowań autora (Birkenmajer 1957a, 1958a) oraz autora i B. Kokoszyńskiej (1958) jako turon, prawdopodobnie wyższy. Biorąc pod uwagę ostatnie opracowania mikrofaunistyczne M. Książkiewicza (1958) oraz senońskie elementy w makrofaunie (Birkenmajer & Kokoszyńska 1958) można ponadto bliżej sprecyzować wiek omawianych osadów na turon górny — emszer dolny.

W pierwszych opracowaniach autora (1953b) omawiane ogniwo fliszowe było nazywane „fliszem cenomańskim". Później w wyniku badań stratygraficznych nazwa ta została zmieniona na „flisz turoński" (Birkenmajer 1957a, 1958a; Birkenmajer & Kokoszyńska 1958). Wydaje się jednak słuszne, żeby nazwę stratygraficzną omawianych utworów, odgrywających wielką rolę w strukturze pienińskiego pasa skałkowego Polski, uniezależnić od określenia wiekowego. Dlatego też autor proponuje dla tych warstw zarówno w serii czertezickiej, jak i innych serii skałkowych (czorsztyńskiej, niedzickiej, braniskiej, pienińskiej i haligowieckiej) nazwę *„warstw sromowieckich"* od miejscowości Sromowce w Pieninach, gdzie omawiane utwory fliszowe są najlepiej rozwinięte i były obiektem licznych opracowań (Uhlig 1890a, b; Horwitz & Rabowski 1929b; Horwitz 1938, 1940; Birkenmajer 1953b, 1954, 1957a, 1958a; Birkenmajer & Kokoszyńska 1958; Książkiewicz 1958 i in.) i dostarczyły przewodniej mikro- i makrofauny.

STOSUNEK SERII CZERTEZICKIEJ DO POZOSTAŁYCH SERII PASA SKAŁKOWEGO

Seria czertezicka wykazuje wielkie podobieństwa w rozwoju poszczególnych jej ogniw stratygraficznych zarówno do serii czorsztyńskiej, jak też do serii niedzickiej i braniskiej. Jej środkowo- i górno-aaleńskie

ogniwa to znaczy margle plamiste („opalinusowe") i łupki sferosyderytowe („murchisonowe") są wspólne dla wszystkich trzech wymienionych powyżej serii. Obecnością aalenu fliszowego przypomina stosunki geologiczne stwierdzone w seriach niedzickiej i braniskiej. Wapień krynoidowy biały lub szary (bajos-baton) wiąże swoim wykształceniem i miąższością serię czertezicką z serią czorsztyńską. Wapień krynoidowy czerwony (baton-kelowej ?) jest facjalnym odpowiednikiem podobnych utworów serii czorsztyńskiej i niedzickiej. Wapień ten w serii czertezickiej jest jednak młodszy niż czerwony wapień krynoidowy serii niedzickiej, któremu przypisuje się wiek bajosu (Birkenmajer & Znosko 1955), tylko zaś częściowo odpowiada czerwonemu wapieniowi krynoidowemu serii czorsztyńskiej, którego batoński wiek nie budzi wątpliwości (Uhlig 1890a).

Szary wapień krynoidowy z rogowcami (kelowej ?) jest natomiast elementem typowym dla serii czertezickiej, jego zaś facjalne odpowiedniki znajdujemy dopiero w serii haligowieckiej (Horwitz & Rabowski 1929a, b; Birkenmajer 1959). Jedyne nawiązanie do serii niedzickiej mogłaby tutaj stanowić cienka wkładka wapienia o typie bulastym (częściowo z konkrecjami fosforytowymi) występująca w wapieniu krynoidowo-rogowcowym okolic Sromowiec, którą by można porównywać z dolnym wapieniem bulastym serii niedzickiej.

Wyższe ogniwa stratygraficzne serii czertezickiej to znaczy radiolaryty zielone i czerwone (oksford) oraz czerwony wapień bulasty (kimeryd) są odpowiednikiem wiekowym i facjalnym analogicznych ogniw zwłaszcza serii braniskiej, a w części także serii niedzickiej. Wapień kalpionellowy biały (tyton dolny i środkowy ?) stanowi odpowiednik facjalny analogicznych ogniw tytonu serii czorsztyńskiej i niedzickiej.

Wapienie rogowcowe i pseudorogowcowe (hoteryw-barrem) odpowiadają najbardziej analogicznym utworom serii niedzickiej, choć swoją znaczną miąższością przypominają raczej stosunki jakie można zaobserwować w seriach braniskiej, pienińskiej i haligowieckiej.

Wreszcie warstwy neokomu górnego i kredy środkowej w serii czertezickiej są wspólne z wszystkimi pozostałymi seriami z wyjątkiem wapieni „urgońskich", jakie stwierdzono tylko w serii haligowieckiej (Birkenmajer 1959).

Seria czertezicka znajduje się w tektonicznym podłożu wyższych jednostek nasuniętych na nią w czasie fałdowań subhercyńskich (emszer górny — santon dolny), utworzonych z serii niedzickiej, braniskiej i pienińskiej. W niektórych obszarach, zwłaszcza między Czorsztynem a Sromowcami seria czertezicka została porozrywana na łuski tektoniczne nasunięte na serię czorsztyńską, jako „denna brekcja tektoniczna" wyższej jednostki — płaszczowiny braniskiej. W okolicach Pienińskiego Potoku seria czertezicka wynurza się w oknach tektonicznych spod serii pienińskiej.

Wreszcie w Małych Pieninach seria czertezicka zdaje się występować w obrębie tej samej jednostki tektonicznej co seria czorsztyńska, stanowiąc jej najbardziej południową partię. W tym obszarze zarówno seria czorsztyńska, jak i czertezicka zostały przykryte przez płaszczowinę braniską, w której spągu jako „denna brekcja tektoniczna“ występują bloki i soczewki tektoniczne serii niedzickiej stanowiącej strzępy porozrywanej jednostki niedzickiej.

Opierając się na wyżej wymienionych spostrzeżeniach, jak też na szczegółowej mapie geologicznej w skali 1 : 10 000 wykonanej przez autora na odcinku pienińskiego pasa skałkowego między Sromowcami i Nową Białą oraz między Szczawnicą i Białą Wodą, można się starać zrekonstruować rozmieszczenie serii skałkowych w pierwotnej geosynklinie pienidów przed pierwszymi fałdowaniami pasa skałkowego w sposób następujący: w najbardziej północnej znanej części basenu geosynklinalnego osadzała się seria czorsztyńska, dalej ku południowi seria czertezicka, potem seria niedzicka, jeszcze dalej seria braniska, pienińska i wreszcie haligowiecka.

Poszczególne serie osadowe w części pokrywają się z jednostkami tektonicznymi (pienidami) o charakterze płaszczowinowym, jakie zostały utworzone na miejscu geosynkliny jurajsko-kredowej po osadzeniu się warstw sromowieckich, w dobie fałdowań subhercyńskich (emszer górny-santon dolny). Jednak w niektórych regionach pasa skałkowego w obrębie jednej i tej samej jednostki tektonicznej spotykamy elementy dwóch różnych serii skałkowych uszeregowanych w porządku przypominającym ich pierwotne rozmieszczenie w basenie sedymentacyjnym.

Zakład Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk
Pracownia Geologiczno-Stratygraficzna w Krakowie
Kraków, w listopadzie 1958 r.

LITERATURA CYTOWANA

ANDRUSOV D. 1927. Předběžna zpráva o geologických výzkumech ve vnitřním pásmu bradlovém na Slovensku, 1925-1926 (Compte rendu préliminaire sur les recherches géologiques exécutées dans la zone des Klippes internes de la Slovaquie, 1925-1926). — Věst. Stat. Geol. Úst. ČSR, roč. 3. Praha.

— 1938. Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v záp. Karpatech. III. Tektonika (Étude géologique de la zone des Klippes internes des Carpathes Occidentales. III. Tectonique). — Rozpr. Stat. Geol. Úst. ČSR, sv. 9. Praha.

— 1945. Geologický výzkum vnútorného bradlového pásma v zapadných Karpatoch. Č. IV a V. Stratigrafia doggeru, malmu a kriedy. — Práce Štat. Geol. Úst. ČSR, sv. 13. Bratislava.

— 1953. Étude géologique de la zone des Klippes internes des Karpates Occidentales. Pt. IV et V. Stratigraphie du Dogger, du Malm et du Crétacé. — Geol. Práce Slov. Akad. Vied a Umení, v. 34. Bratislava.

ARKELL W. J. 1956. Jurassic geology of the world. Edinburgh-London.

BIRKENMAJER K. 1953a. Tektonika pienińskiego pasa skałkowego (Tectonics of the Pieniny Klippen-Belt of Poland). — Reg. Geologia Polski, t. I/2. Kraków.

— 1953b. Preliminary revision of the stratigraphy of the Pieniny Klippen-Belt series in Poland. — Bull. Acad. Pol. Sci., Cl. III, vol. 1. Varsovie.

— 1954. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w pienińskim pasie skałkowym w latach 1950-1951 (Geological researches in the Pieniny Klippen-Belt, Central Carpathians). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 86. Warszawa.

— 1957a. Nove výzkumy stratigrafie pieninského bradlového pasma v Polsku (Neue Forschungen über die Stratigraphie der pieninischen Klippenzone in Polen). — Geol. Sborn. Slov. Akad. Vied, vol. 8, no. 1. Bratislava.

— 1957b. Sedimentary characteristics of the Flysch Aalenian of the Pieniny Klippen-Belt (Central Carpathians). — Bull. Acad. Pol. Sci., Cl. III., vol. 5, no. 4. Varsovie.

— 1958a. Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym. Cz. I-IV (Pieniny Klippen-Belt, Geological guide — in Polish, Pts. I-IV). Wyd. Geol. Warszawa.

— 1958b. Submarine erosional breaks and late Jurassic synorogenic movements in the Pieniny Klippen-Belt geosyncline. — Bull. Acad. Pol. Sci., Cl. III, Sér. Sci. Chim., Géol., Géogr., vol. VI, no. 8. Varsovie.

— 1959. Znaczenie Skałki Haligowieckiej dla geologii pienińskiego pasa skałkowego (Significance of the Haligovce Klippe for the geology of the Pieniny Klippen-Belt, Carpathians). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXIX. Kraków.

BIRKENMAJER K. & KOKOSZYŃSKA B. 1958. Rewizja fauny kredowej zebranej przez L. Horwitza w pienińskim pasie skałkowym. Cz. I: Fauna tzw. „santonu" w przełomie niedzickim koło Czorsztyna (Revision of Cretaceous fauna collected by L. Horwitz in the Pieniny Klippen-Belt of Poland. Pt. I: Fauna of the so-called „Santonian" in the Dunajec River gorge near Czorsztyn). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 135. Warszawa.

BIRKENMAJER K. & NARĘBSKI W. 1958. Konkrecje węglanowe łupków aalenu pienińskiego pasa skałkowego Polski (Carbonate concretions of the Aalenian shales of the Pieniny Klippen-Belt, Central Carpathians). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXVII. Kraków.

BIRKENMAJER K. & ZNOSKO J. 1955. Przyczynek do stratygrafii doggeru i malmu pienińskiego pasa skałkowego (Contribution to the stratigraphy of the Dogger and Malm in the Pieniny Klippen-Belt, Central Carpathians). — Ibidem, t. XXIII.

HORWITZ L. 1924. Sprawozdanie z badań geologicznych związanych z rewizją arkuszy „Nowy Targ" i „Szczawnica" Atlasu Geologicznego Galicji (Compte rendu des recherches géologiques pour la revision des feuilles „Nowy Targ" et „Szczawnica" de l'Atlas Géol. de la Galicie). — Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Séanc. Serv. Géol. Pol.), nr 9. Warszawa.

— 1935. Nowy przekrój schematyczny przez pieniński pas skałkowy (Nouvelle coupe schématique de la Zone Piénine des Klippes, Karpates Polonaises). — Spraw. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.), t. VIII, nr 3. Warszawa.

— 1937. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1936, a związanych z rewizją arkuszy Nowy Targ i Szczawnica Atl. Geol. Galicji (Compte rendu des recherches géologiques sur les feuilles „Nowy Targ" et „Szczawni-

ca", effectuées en 1936). — Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Séanc. Serv. Géol. Pol.), nr 48. Warszawa.
— 1938. Studia nad stratygrafią osłony Skałek Pienińskich. Cz. I. Podział osłony skałkowej i rozmieszczenie jej ogniw (Études stratigraphiques sur la couverture des Klippes Piénines, Karpates Polonaises. I-ère partie: Aperçu sur la subdivision de la couverture des Klippes). — Spraw. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.), t. IX, nr 2. Warszawa.
— 1940. Mapa geologiczna Pienińskiego Parku Narodowego w skali 1 : 10 000 (Rękopis w Arch. P. I. G.). Warszawa.

HORWITZ L. & RABOWSKI F. 1929a. Skałka Haligowiecka (Klippe de Haligowce, Piénines). — Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Séanc. Serv. Géol. Pol.), nr 8. Warszawa.
— 1929b. Przewodnik wycieczki Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Pieniny, 18-21.V.1929 (Guide, excursion dans les Piénines de la Soc. géol. de Pologne, 18-21.V.1929). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. VI. Kraków.

KSIĄŻKIEWICZ M. 1958. On the Turonian in the Pieniny Klippen-Belt. — Bull. Acad. Pol. Sci., Cl. III, Sér. Sci. Chim., Géol., Géogr., vol. VI, no. 8. Varsovie.

NOWAK J. 1916. Geologische Karte des vordiluvialen Untergrundes von Polen mit den angrenzenden Ländern. — Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 9. Wien.
— 1927. Zarys tektoniki Polski (Esquisse de la tectonique de la Pologne). — II Zjazd Słow. Geogr., Etnogr. (II Réun. Géogr., Éthnogr. Slaves). Kraków.

UHLIG V. 1890a. Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen. II Th. Der pieninische Klippenzug. — Jb. Geol. R.-A., Bd. 40, H. 3-4. Wien.
— 1890b. Geologische Spezialkarte der Österreichisch — Ungarischen Monarchie. Blatt Neumarkt (Nowy Targ) und Szczawnica, 1 : 75 000. K. K. Geol. R.-A. Wien. (oraz przedruk polski Atl. Geol. Galicji, Akad. Um., Kraków, po r. 1906).

К. БИРКЕНМАЙЕР

ЧЕРТЕЗИЦКАЯ СЕРИЯ — НОВАЯ КЛИППОВАЯ СЕРИЯ В ПЕНИНАХ (ПОЛЬСКИЕ КАРПАТЫ)

(Резюме)

Дается описание новой клипповой серии в Пенинской клипповой зоне Польши, названной Чертезицкой серией от вершины Чертезик (772 м и 774 м) в Пенинах, где она лучше всего развита.

В реконструированном седиментационном бассейне клипповых серий во время юры, неокома и среднего мела, чертезицкая серия находилась между областью отложений Чорштынской серии и Недзиц-

кой серии. Отсюда также проявляется наибольшее сходство с этими двумя сериями.

Обсуждены распространение Чертезицкой серии в клипповой зоне Польши и тектоническая позиция этой серии.

K. BIRKENMAJER

A NEW KLIPPEN SERIES IN THE PIENINY MTS., CARPATHIANS — THE CZERTEZIK SERIES

(Summary)

ABSTRACT: A new Klippen Series named the Czertezik Series is reported from the Pieniny Klippen Belt of Poland. This series has been formed in the Pieniny Klippen Series geosyncline probably between the sedimentary regions of the Czorsztyn Series and of the Niedzica Series.

INTRODUCTION

In the sequence of beds in the Pieniny Klippen Belt are distinguished the Klippen Series and the Klippen Mantle. These terms have been introduced more than fifty years ago. Since then their meaning has changed several times. According to the last definition advanced by the present author (Birkenmajer 1953b, 1957a, 1958a), to the Klippen Series belong the Triassic, Jurassic, Neocomian and Middle Cretaceous rocks deposited in the geosynclinal trough before the first folding of the Belt. The sequence of beds and differences of facies, especially in the late Dogger and in the Malm [1], when the Klippen Series geosyncline reached its maximum depth, are the criteria of particular Klippen Series.

The following Klippen Series have been distinguished: the Czorsztyn Series, the Niedzica Series, the Branisko Series and the Pieniny Series (Birkenmajer l. c.). Subsequently the Haligovce Series was included into the Klippen Series group (Birkenmajer 1959) though previously it has been considered as continuation of the high-Tatra unit.

A new series has been recorded in one of the writer's last papers (1958a, fig. 102). In some aspects it resembles both the Czorsztyn and the

[1] The stratigraphic subdivision of the Jurassic is based on Arkell's (1956) scheme, which differs from that used by Andrusov (1945, 1953) and by the present author (1953b, 1957a, 1958a). However, in the present paper the Aalenian is separated from the Bajocian while in Arkell's scheme it is included in the Bajocian.

Niedzica Series, but differences are conspicuous. The best outcrops of this series occur in Mt. Czertezik (772 m. to 774 m. a. s. l.) near the Pieniński Stream. Hence "the Czertezik Series" has derived its name.

It can be seen in fig. 1 (Polish text) that the present occurrence of the Czertezik Series is restricted to the area situated east of the Niedzica Castle.

Most of the lower stratigraphic members of the Czertezik Series have been included in the Czorsztyn Series by L. Horwitz (1940), by V. Uhlig (1890a, b) in the "Fossilreiche Facies" (= Czorsztyn Series of Horwitz and Rabowski, 1929b). The upper members of the Czertezik Series have been included by L. Horwitz (l. c.) in the Pieniny Series, by V. Uhlig (l. c.) in the "Fossilarme Hornsteinkalkfacies" (= Pieniny Series of Horwitz and Rabowski l. c.).

STRATIGRAPHY OF THE CZERTEZIK SERIES

Chart 1 presents the stratigraphic scheme of the Czertezik Series and the thickness of particular members of this series.

The lowest member of the Czertezik Series consists of dark green shales intercalated with micaceous sandstones. It resembles the Flysch Aalenian (Lower Aalenian) of the Branisko Series and of the Niedzica Series (Birkenmajer 1957b). The Flysch Aalenian is followed by spotted grey marls and marly limestones resembling beds with *Leioceras opalinum* of the Czorsztyn Series, where a fairly rich fauna has been found (Uhlig 1890a). Finally, the Upper Aalenian is represented by black and dark green marly clays and shales with discoidal spherosiderites, resembling beds with *Ludwigia murchisonae* of the Czorsztyn Series (Uhlig l. c.) and analogous beds of the Niedzica and of the Branisko Series.

The Bajocian and the Bathonian are usually represented by thick white or grey crinoidal limestone with a poor brachiopod fauna, by V. Uhlig (1890a, p. 748) determined as: *Terebratula ventricosa* Hartm., *Rhynchonella* cf. *subtetraëdra* Dav., *R.* cf. *plicatella* d'Orb., *R.* cf. *ferryi* Desl., *R.* sp. ind., *R. spinosa* (Schloth.). The upper part of this member often contains small phosphate concretions and a poor fauna with *Posidonomya alpina* Gras., Lytoceratids, Phylloceratids and Sphaeroceratids (Horwitz 1924, 1937). A thin intercalation (1 m. thick) of red limestone was found within the crinoidal limestone, associated with the horizon containing phosphate concretions.

The grey crinoidal limestone passes upwards into grey bedded limestone, 10 m. thick, frequently intercalated with cherts (Callovian ?).

In some profiles, especially in the vicinity of the Pieniński Stream, instead of grey crinoidal limestone with cherts, red crinoidal limestone was foud, very probably representing the Bathonian and the Callovian (?).

Chart 1

Stage	Substage	Deposits	
Lower Emscherian		Sromowce Beds (c. 70 m.)	
Turonian		Globotruncana marls (c. 40 m.)	red
			variegated
Cenomanian			green
Albian		Beds with globigerinids and radiolarians (c. 10 m.)	
Aptian			
Barremian		Cherty or pseudo-cherty limestone (up to 40 m.)	
Hauterivian			
Valanginian		sedimentary gap (?)	
Berriasian			
Tithonian	Upper		
	Middle	White Calpionella limestone (4 m.)	
	Lower		
Kimmeridgian		Nodular limestone (3 m.)	
Oxfordian		Red radiolarites (5 m.)	
		Green radiolarites (3 m.)	
Callovian		Grey crinoidal limestone with cherts (up to 10 m.)	Red crinoidal limestone (c. 10 m.)
Bathonian		White or grey crinoidal limestone (50 m.)	
Bajocian			
Aalenian	Upper	Shales with spherosiderites (c. 10 m.)	
	Middle	Spotted marls (c. 10 m.)	
	Lower	Flysch Aalenian (5 m. ?)	

The Oxfordian of the Czertezik Series consists of radiolarites, green in the lower part, red in the upper. The red nodular limestone succeeding the radiolarites probably belongs to the Kimmeridgian. It is followed by white *Calpionella* limestone with *Calpionella alpina* Lor., *C. elliptica* Cad., and *Globochaete alpina* Lomb. (Lower and Middle ? Tithonian).

Immediately above the *Calpionella* limestone occurs a thick horizon of white bedded cherty limestones or light greenish partly silicified bedded limestones (pseudo-cherty limestone). It does not contain tintinnids. As the tintinnids in the Pieniny Klippen Belt do not occur above the Valanginian, it is suggested that the age of the limestones in question is Hauterivian and Barremian.

The lack in the Czertezik Series of deposits of the younger Tithonian, Berriasian and Valanginian can be elucidated in various ways. It is possible

that in the investigated profiles these deposits have been squeezed out due to strong tectonic disturbances. It is also possible that the lack of these deposits was caused by submarine erosion. In the Czorsztyn Series breaks in sedimentation occur, caused by submarine erosion of the deposits uplifted to the wave base by synorogenic movements of the Osterwald phase. In the southernmost area of the Czorsztyn Series, near the region transitional to the Czertezik Series, sediments of the Upper Tithonian, Berriasian and Valanginian are absent (Birkenmajer 1958b).

Above the cherty (or pseudo-cherty) limestones, occur beds with globigerinids and radiolarians (Barremian to Albian). They are similar to those in the Niedzica Series. The only difference is that in the Czertezik Series they contain no siltstones.

Beds with globigerinids and radiolarians are followed by *Globotruncana* marls, green in the lowermost part, variegated in the middle, and red in the upper part. The age of identical beds in the remaining Klippen Series has been determined as Cenomanian and Lower Turonian (Birkenmajer 1957a, 1958a, Książkiewicz 1958). There is no reason to think that in the Czertezik Series the *Globotruncana* marls are of another age.

The uppermost member of the Czertezik Series consists of Flysch beds similar to those found in the remaining Klippen Series of the Belt. Opinions on the age of these beds changed with the progress of stratigraphic investigations. According to the latest investigations of the present author (1957a, 1958a), of the present author and B. Kokoszyńska (1958), and M. Książkiewicz (1958) the Flysch beds in question are of Upper Turonian-Lower Emscherian age.

SROMOWCE BEDS

The Cretaceous Flysch forms the highest member of every Klippen Series and plays a very important rôle in the structure of the Belt. Therefore, the present author proposes a new stratigraphic name for this member, known so far as the "Flysch Cenomanian" (Birkenmajer 1953a) and the "Flysch Turonian" (Birkenmajer 1957a, 1958a; Birkenmajer & Kokoszyńska 1958). Near the village Sromowce on the Dunajec River, in the Pieniny Mts., the Flysch in question is well developed and it has been investigated by many authors who found faunas determining the age of these beds (Uhlig 1890 a, b; Horwitz & Rabowski 1929b; Horwitz 1933, 1940; Birkenmajer 1953b, 1954, 1957a, 1958; Birkenmajer & Kokoszyńska 1958; Książkiewicz 1958, and others). Hence the name "Sromowce Beds" is proposed for the highest member in all the Klippen Series (the Czorsztyn Series, the Czertezik Series, the Niedzica Series, the Branisko Series, the Pieniny Series and the Haligovce Series).

RELATION OF THE CZERTEZIK SERIES TO THE REMAINING KLIPPEN SERIES

The Czertezik Series is overlain by the Branisko and the Pieniny nappes formed during the sub-Hercynian folding (Upper Emscherian-Lower Santonian) of the Klippen Belt. The Czertezik Series formed either the southernmost prolongation of the Czorsztyn autochtonous unit or has been thrust over it as small tectonic blocks.

The sequence of the series in the geosynclinal trough of the Klippen Belt before the first folding of the Belt from the north to the south was probably the following: the Czorsztyn Series, the Czertezik Series, the Niedzica Series, the Branisko Series, the Pieniny Series and, finally, the Haligovce Series.

The present author is indebted to his friend S. M. Gąsiorowski M. Sc., for his valuable criticism.

Institute of Geology of the Polish Academy of Sciences
Laboratory of Geology in Cracow
Kraków, November 1958

ZBIGNIEW KOTAŃSKI i ANDRZEJ RADWAŃSKI

Fauna z Pygope diphya i limburgity w tytonie wierchowym Osobitej

STRESZCZENIE: W jednostce Kominów Tylkowych serii wierchowej Tatr Zachodnich w rejonie Osobitej została znaleziona krynoidowo-brachiopodowa facja tytonu z *Pygope diphya* (Col.). Z tą facją tytonu związane są erupcje limburgitowe dające lawy i materiały piroklastyczne. Zjawiska wulkaniczne są wynikiem młodokimeryjskiej fazy ruchów górotwórczych.

WSTĘP

Od dawna już limburgity rejonu Osobitej, jako jedyna skała wulka-iczna w Tatrach, budziły zainteresowanie geologów. Pomimo licznych adań zagadnienie ich genezy i wieku nie było dotychczas jednoznacznie kreślone. Ustalono jedynie, że limburgity są związane z serią wierchową, tóra w tym rejonie jest wykształcona odmiennie niż gdzie indziej w Ta-rach. Wyższy malm charakteryzuje się tutaj obecnością przewodniej ormy tytońskiej *Calpionella alpina*, a urgon wykształcony jest w spe-yficznej facji ciemnych wapieni z rogowcami. Limburgity pojawiają się okalnie między malmem a neokomem-urgonem.

Te cechy facjalne stawiały Osobitą w bardzo specyficznej i do pew-ego stopnia zagadkowej pozycji paleogeograficznej i tektonicznej (Passen-lorfer 1934, 1951, 1952, 1954).

W sierpniu 1959 r. mieliśmy możność, dzięki uprzejmości dra Mi-ana Mišika z Uniwersytetu Jana Komenskego w Bratysławie, zapoznać ię dokładniej z budową geologiczną rejonu Osobitej. Celem naszej wy-rawy były badania nad triasem i liasem wierchowym, które przeprowa-zaliśmy zachęceni przez prof. dra E. Passendorfera. W czasie tych ba-lań natknęliśmy się jednak na pewne zupełnie nowe fakty, rzucające wiatło na wiek i genezę limburgitów.

PRZEGLĄD DOTYCHCZASOWYCH BADAŃ

W dotychczasowych badaniach wysunęły się trzy zasadnicze problemy: 1. rodzaj skały wybuchowej i forma jej występowania, 2. pozycja stratygraficzna skał limburgitowych, 3. przynależność tektoniczna serii osadowej zawierającej limburgity i jej charakter facjalny.

Rodzaj skały wybuchowej i forma jej występowania

Skała wybuchowa nazwana później limburgitem została po raz pierwszy znaleziona w 1881 r. przez A. Altha i Fr. Bieniasza w Dolinie Bobrowieckiej (fide Kreutz 1913). Badacze ci nie opublikowali swych spostrzeżeń, jednak odtąd znane było występowanie bliżej nieokreślonej skały wulkanicznej w Zachodnich Tatrach.

Pierwszą wiadomość o tej skale opublikował V. Uhlig (1897), który dysponował również materiałem z Doliny Bobrowieckiej. Oznaczeń dokonał C. John, który określił te skały jako diabaz lub porfiryt diabazowy. Na mapie geologicznej V. Uhlig (1899) znaczy występowanie w dwóch miejscach diabazu i diabazowego migdałowca.

Skałę tę z petrograficznego punktu widzenia zamierzał zbadać również Z. Weyberg. Wśród zebranych przez siebie i M. Limanowskiego okazów badacz ten nie znalazł jednak wcale skał diabazowych, a jedynie jakieś skały silnie infiltrowane kalcytem i chlorytem, uchylające się spod wszelkiego oznaczenia (Weyberg 1902).

Wobec takiego stanu rzeczy szczegółowych badań podjął się z inicjatywy J. Morozewicza S. Kreutz. Potwierdził on występowanie skały wybuchowej w rejonie Osobitej, odkrył szereg jej nowych stanowisk które przedstawił na mapie oraz ustalił charakter petrograficzny skały (Kreutz 1909, 1912, 1913). Skała ta składa się z fenokryształów augitu tytanowego i rozłożonego oliwinu oraz izotropowego szkliwa przepełnionego drobnymi kryształami takiego samego augitu i trychitami magnetytu. Na podstawie składu mineralnego, analiz chemicznych i struktury S. Kreutz zalicza omawiane skały do limburgitów. Tekstura skały jest zbita lub pęcherzykowata i migdałowcowa. Migdały dochodzące do wielkości orzecha laskowego składają się z kalcytu i delessytu. S. Kreutz stwierdził także, że limburgit nie tworzy ciał magmowych, lecz jest zawarty w postaci fragmentów i brył w masie tufowej. Bryły limburgitu dochodzą według niego do wielkości głowy ludzkiej, a kształtem przypominają bomby wulkaniczne; drobniejsze fragmenty są kanciaste i nie mają prawidłowej formy.

Odnośnie do genezy opisanych skał wulkanicznych, w poglądach S. Kreutza można zauważyć znamienną ewolucję. Początkowo (1909) był

on skłonny sądzić, że są to skały dostarczone przez wybuch wulkaniczny i utworzone w wyniku intruzji tufowego błota z fragmentami limburgitów i porwaków w szczelinę tektoniczną w wapieniach jurajskich. W tym ujęciu byłyby to więc procesy zbliżone do intruzji materiału wulkanów błotnych w sąsiedztwie wulkanów lawowych.

W pracy z 1913 roku, w której zestawił ostateczne rezultaty swych badań, S. Kreutz stwierdza, że tufy i zawarte w nich fragmenty limburgitów powstały w wyniku wybuchu wulkanicznego, prawdopodobnie podmorskiego, co — jego zdaniem — tłumaczy brak pokryw lawowych. Za przyjęciem wybuchu wulkanicznego na powierzchni ziemi, choć może pod powierzchnią morza, przemawia występowanie tufów w jednym stratygraficznie poziomie jury i udział ich wraz z wapieniami jurajskimi w późniejszych ruchach tektonicznych.

V. Uhlig na mapie z 1911 r. umieszcza cztery punkty występowania tufów limburgitowych, stosując już nomenklaturę petrograficzną S. Kreutza.

F. Rabowski (1933) potwierdził pogląd S. Kreutza, że skały limburgitowe występują w stałej pozycji stratygraficznej, tworząc ciągły poziom, możliwy do prześledzenia na większej przestrzeni, co przedstawił na mapie w skali 1 : 60 000. Przyjmował on raczej pierwszą tezę S. Kreutza o intruzywnym charakterze skał limburgitowych, a wiek tej intruzji określał na dolną kredę (po wapieniach z *Calpionella alpina*, a przed fałdowaniem środkowo-kredowym).

E. Passendorfer (1934, 1952, 1954) wyraża pogląd, że skały limburgitowe powstały w wyniku wybuchu podmorskiego wulkanu. Z odkrywek poniżej szczytu Osobitej opisuje on ponadto lawy limburgitowe, których nie widział S. Kreutz, ale które znane były F. Rabowskiemu.

V. Zorkovský (1949) uważa skały limburgitowe za efuzywy i eksplozywy oraz podkreśla, że prócz migdałowcowych limburgitów są w nich obecne również tufity limburgitowe, zawierające fragmenty wapieni krynoidowych.

Zbliżone do limburgitów skały, mianowicie melafirowe augityty i ich tufity występujące w neokomie płaszczowiny reglowej dolnej w Niżnych Tatrach były przedmiotem badań J. Koutka (1929, 1931). Podobne ekstruzywne skały znane są też z neokomu Wielkiej Fatry (Matějka in Koutek 1929).

Pozycja stratygraficzna skał limburgitowych

V. Uhlig (1897), a wraz z nim i S. Kreutz serię osadową zawierającą limburgity określali jako lias-jura aż do kredy. Według S. Kreutza wybuch wulkanu przypadł między wyższą jurą a kredą. Zauważył on, że

wulkanity związane są przeważnie z wapieniami krynoidowymi, które uważał za dogger. Należy tutaj stwierdzić, że ujęcie przez S. Kreutza pozycji stratygraficznej limburgitów i ich genezy jest zupełnie prawidłowe, a późniejsze badania niewiele przyczyniły się do dokładniejszego sprecyzowania tych kwestii.

F. Rabowski (1933) ustalił, że limburgity występują między malmem a neokomem-urgonem. Malm, jego zdaniem, jest w wielu miejscach wyciśnięty, a limburgity spoczywają wtedy wprost na wapieniach krynoidowych liasu. W stropie malmu znajdują się jasne wapienie z *Calpionella alpina* Lorenz, oznaczoną po raz pierwszy przez E. Passendorfera (in Rabowski 1933), co pozwala na określenie wieku tych wapieni na tyton-berias. Ponieważ w porwakach wapiennych znalezionych w limburgitach już przez S. Kreutza (1913) znajdują się również formy *Calpionella alpina* oznaczone przez Z. Sujkowskiego (in Rabowski 1933), F. Rabowski uznał, że limburgity są młodsze od wapieni kalpionellowych. Wapienie te, związane — jego zdaniem — z utworami neokomu, należą prawdopodobnie do walanżynu. To niezupełnie umotywowane stwierdzenie skłoniło F. Rabowskiego, który limburgity uważał za intruzyjne, do określenia wieku intruzji na okres po walanżynie a przed fałdowaniem środkowo-kredowym. Wiek utworów leżących na limburgitach F. Rabowski określił na neokom-urgon; orbitoliny świadczące o urgońskim wieku górnej części tej serii pierwszy znalazł Z. Sujkowski (in Rabowski 1933). Urgoński wiek wapieni potwierdził E. Passendorfer (1951) oraz D. Andrusov (1955 — fide R. Kušik 1959), który przytacza formy *Orbitolina bulgarica* (Toula) i *Salpingoporella mühlbergi* (Lor.).

R. Kušik (1959) zajmujący się ostatnio litologią skał rejonu Osobitej stwierdził w wapieniach malmu obfite nagromadzenie szczątków organicznych, takich jak lombardie (człony pelagicznych liliowców z rodzaju *Saccocoma*), globochety i dentaliny.

Liczni badacze (Morozewicz 1911, Kreutz 1913, Smulikowski 1929) zwracali uwagę na podobieństwo petrograficzne oraz wiekowe limburgitów i cieszynitów. Cieszynitom przypisywano w tym czasie powstanie po dolnej kredzie, co zgadzało się według F. Rabowskiego (1933) z wiekiem limburgitów. Jednakże wiek cieszynitów nie był z całą pewnością określony; J. Nowak (1930) wysuwał bowiem pogląd, że intruzja mogła nastąpić w górnej kredzie lub w trzeciorzędzie. Przekonywające dowody mioceńskiego wieku cieszynitów przytacza ostatnio K. Konior (1959).

Należy podkreślić, że cieszynity mają charakter intruzyjny, podczas gdy limburgity są natury ekstruzywnej, a obie skały różnią się ponadto wiekiem. Ewentualne ich podobieństwo jest więc raczej przypadkowe.

Przynależność tektoniczna serii osadowej z limburgitami i jej charakter facjalny

V. Uhlig (1897) i S. Kreutz (1913) serie osadowe, w których zawarte są limburgity, zaliczali do serii wierchowej.

Wątpliwości co do przynależności tektonicznej neokomu-urgonu a wraz z nim i limburgitów miał F. Rabowski (1922, 1930). Zauważył on, że malm pod limburgitami jest mocno wytłoczony, a limburgity są również sprasowane. Miałoby to według niego wskazywać na istnienie przesunięcia lub nawet nasunięcia między malmem i limburgitami. Limburgity miały być spągiem nasuniętych mas dolno-kredowych, które na zasadzie pewnych analogii facjalnych (podobieństwo do wapieni murańskich) zaliczał on do serii reglowej. Jednocześnie obecność formy *Calpionella alpina*, nieznanej dotychczas w serii wierchowej Tatr potwierdzała — jego zdaniem — powyższy pogląd.

D. Andrusov (1931, 1932) powrócił do pierwotnego poglądu S. Kreutza (1913) o przynależności malmu, limburgitów i neokomu-urgonu do serii wierchowej. Do takiego samego wniosku doszedł w końcu również F. Rabowski (1933), który dał pierwszy przekrój przez Osobitą, znacząc, na nim limburgity wraz z neokomem-urgonem w serii wierchowej.

Według E. Passendorfera (1951) obecność w serii wierchowej Osobitej malmu z kalpionellami, limburgitów oraz specyficznej facji urgonu świadczy o odmiennych warunkach tworzenia się tutejszej serii i może nawet nasuwać pewne refleksje co do bezpośredniego związku tej serii z serią wierchową Tatr Polskich.

Obecność formy *Calpionella alpina,* znanej z jednostek reglowych, skłania F. Rabowskiego i E. Passendorfera do szukania związków serii Osobitej z tworzącymi się dalej na południu seriami płaszczowiny reglowej (Rabowski 1922, 1930, Passendorfer 1934). F. Rabowski (1933) po uznaniu urgonu Osobitej za wierchowy przypisuje specyficznej facji urgonu pochodzenie najbardziej północne w wierchowym basenie sedymentacyjnym.

Późniejsze badania F. Rabowskiego (1954, 1959) wykazały, że w zachodniej części Tatr Polskich pojawia się tzw. płytowa facja urgonu a same organodetrytyczne wapienie urgońskie mają ciemne zabarwienie, co je nieco upodabnia do urgonu Osobitej, choć brak w nich rogowców.

Ostatnio J. Lefeld (1959) znalazł liczne Tintinnidae z dominującą *Tintinnopsella carpathica* Murg. & Filip. w serii Kominów Tylkowych w Dolinie Kościeliskiej, określając wiek zawierających je wapieni na berias. W dolno-kredowym zespole tintinnid obecna jest tu również *Calpionella alpina* Lorenz.

W świetle ostatnich badań widać więc, że wykształcenie facjalne

malmu i neokomu-urgonu Osobitej nie jest znów tak bardzo specyficzne, jak to dawniej przyjmowano.

Z przytoczonego powyżej zestawienia poglądów wynika, że zarówno zagadnienie genezy skał limburgitowych jak i ich wieku nie było dotychczas definitywnie rozwiązane.

STRATYGRAFIA SERII OSADOWEJ ZAWIERAJĄCEJ LIMBURGITY I ICH WIEK

Lias — dogger — malm

Lias wierchowy w rejonie Osobitej wykazuje według F. Rabowskiego (1933) wyraźną dwudzielność. W dole jest to seria piaskowcowo-rogowcowa, a nad nią leży seria piaszczystych wapieni krynoidowych. Według niego bezpośrednio na liasie leży malm, analogiczny do malmu z Doliny Chochołowskiej.

Jak wynika z obserwacji pierwszego z autorów (Kotański 1959b), w tej serii można wyróżnić również i dogger. Górną część wapieni krynoidowych liasu należy uznać za bajos, podobnie jak to ma miejsce w Dolinie Chochołowskiej (Kotański 1959a). Na nim leżą czerwone drobnokrynoidowe wapienie batonu, a wyżej — różowo-zielonkawe zbite wapienie keloweju. Ogniwa te można wyróżnić na zasadzie analogii z fałdem Giewontu, gdzie wiek ich jest udokumentowany paleontologicznie. Należy przy tym zauważyć, że istnieją stopniowe przejścia od liasu do doggeru i malmu, a poszczególne piętra doggeru nie są od siebie oddzielone powierzchniami abrazyjnymi. R. Kušik (1959) wydzielił ostatnio dogger w rejonie Osobitej, zaliczając jednak do niego tylko górną część kompleksu wapieni krynoidowych, tzn. bajos.

Zasadniczy typ znanego dotychczas malmu stanowią różowe i jasnoszare, zbite wapienie. Wapienie różowe występujące w dolnej części można uznać za oksford, zaś wapienie szare — za kimeryd. Serię tę badał pod względem petrograficznym R. Kušik (op. cit.), który znalazł wspomniane uprzednio mikroorganizmy.

Zdaniem F. Rabowskiego (1933) malm Osobitej ma niewielką miąższość, często jeszcze zredukowaną tektonicznie, tak że miejscami zanika zupełnie, a limburgity leżą bezpośrednio na wapieniach krynoidowych liasu. Z badań naszych wynika, że wyprasowanie takie nie istnieje, a limburgity nigdzie nie leżą na liasie.

Tyton krynoidowo-brachiopodowy

Ponad zbitymi wapieniami oksfordu-kimerydu leży znów seria wapieni krynoidowych, o miąższości około 20 m, z którymi związane są skały limburgitowe.

Seria wapieni krynoidowych składa się z naprzemianległych war-

stewek szaro-różowawych wapieni krynoidowych oraz zbitych nieco jaśniejszych wapieni pelitowych, zawierających miejscami sporadyczne *Calpionella elliptica* Cadisch i *Calpionella alpina* Lorenz. Przewarstwienia te powtarzające się cyklicznie są bardzo wyraźne w dolnej części serii, a poszczególne ławiczki mają miąższość od 0,5 cm do kilku centymetrów. Między ławiczkami wapieni krynoidowych i pelitowych występują cieniutkie zielonkawe warstewki tufitowe, powtarzające się miejscami kilkakrotnie. Tufity te są zupełnie podobne do występującej wyżej głównej masy tufitów limburgitowych. W ławiczkach wapieni krynoidowych można znaleźć stosunkowo liczne, drobne, w postaci płatków fragmenty tychże samych tufitów.

Górna część serii krynoidowej składa się z brunatno-czerwonych wapieni krynoidowych z bardzo grubymi (do 1 cm) członami liliowców. Drobne fragmenty krynoidów tworzą często samodzielne ławiczki, podkreślające warstwowanie. Stratyfikację podkreśla również obecność czerwonych wkładek wapieni pelitowych, nieco jaśniejszych wewnątrz ławiczek. Również i w tej części serii krynoidowej występują fragmenty zielonych tufitów.

Cechą charakterystyczną wapieni krynoidowych jest obecność w nich dość częstych ziarn detrytycznego kwarcu o znacznych rozmiarach dochodzących do 2 mm. Ziarna są dobrze obtoczone, o różnym zabarwieniu, a ich ułożenie w osadzie wskazuje na transport przez prądy denne.

Ponad brunatno-czerwonymi wapieniami krynoidowymi leży główna masa tufitów limburgitowych, na której spoczywają organodetrytyczne ciemne wapienie neokomu-urgonu z licznymi rogowcami.

Już sama pozycja serii krynoidowej w profilu stratygraficznym pozwala na ustalenie, że należy ona do górnej części malmu, odpowiadającej — być może — tytonowi. Pogląd ten w zupełności został potwierdzony przez znalezienie w serii krynoidowej dość bogatej fauny.

Głównym składnikiem znalezionego zespołu faunistycznego poza liliowcami i wymienionymi kalpionellami są brachiopody. Wśród nich szczególnie liczne są brachiopody z gatunku *Pygope diphya* (Col.) widoczne na fotografiach (pl. LVI, fig. 1 i 2). Poza tym wyróżnić można *Glossothyris* cf. *bouéi* (Zeuschn.), *Terebratula* sp. i *Rhynchonella* sp. Z innych grup zwierzęcych częste są niespłaszczone belemnity, tworzące miejscami masowe nagromadzenia, otwornice, skalcytyzowane radiolarie, aptychy, małże, nieregularne małe jeżowce, lombardie oraz zęby rekinów.

Powyższy zespół faunistyczny z przewodnią formą *Pygope diphya* (Col.) oraz kalpionellami wskazuje na tytoński wiek serii krynoidowej. Obecny jest też tu glon *Globochaete alpina* Lombard.

Znalezienie w Tatrach tytonu w facji krynoidowej z medyterańską formą *Pygope diphya* obok znanego tytonu-beriasu w facji kalpionello-

wej rzuca nowe światło na stosunki facjalne tego piętra. Najbliższym obszarem występowania tytonu krynoidowego jest Pieniński Pas Skałkowy, gdzie w serii czorsztyńskiej występują m. in. znane od dawna wapienie krynoidowe z brachiopodami z grupy *Pygope diphya* (Birkenmajer 1958). W Tatrach krynoidowa facja tytonu pojawia się w najbardziej zachodniej części jednostki Kominów Tylkowych, natomiast ku wschodowi zanika i w polskiej części Tatr nie jest dotychczas znana.

Pewne światło na zmienność facjalną malmu w jednostce Kominów Tylkowych rzuca znalezienie w Dolinie Kościeliskiej oolitowej serii wyższego malmu. Facja ta, o płytkowodnym charakterze może być odpowiednikiem krynoidowo-brachiopodowej facji tytonu spod Osobitej.

Obecność w tytońskich wapieniach krynoidowych Osobitej stosunkowo licznych, dobrze obtoczonych ziarn detrytycznego kwarcu, bez wątpienia pochodzenia terrygenicznego, świadczy o erozji subaeralnej zachodzącej na sąsiednich obszarach, skąd przynoszony był materiał do morza.

Wapienie krynoidowe łączą się sedymentacyjnie z szarymi, zbitymi wapienia niższego tytonu — ławiczki krynoidowe zanikają i cała skała przechodzi ku dołowi w wapienie pelitowe. Zawierają one masowo *Calpionella alpina* Lorenz i *Calpionella elliptica* Cadisch, co stwierdziliśmy w szlifach uprzejmie użyczonych nam przez prof. E. Passendorfera, a pochodzących z dawnych zbiorów, na których opierał wnioski F. Rabowski. Skały, z których zostały zrobione szlify, mają strukturę bardzo zbliżoną do omawianych szarych wapieni pelitowych. Ku dołowi przechodzą one w ciemnoszare wapienie należące zapewne do kimerydu. W innych jednak miejscach granica kimerydu z tytonem jest ostra, a w wapieniach krynoidowych znajdują się liczne fragmenty ciemnoszarych otwornicowych wapieni kimerydu. Świadczy to o spłyceniu zbiornika, dotarciu podstawy falowania do dna, przerwaniu sedymentacji i wreszcie erozji poprzednio złożonych osadów.

Opisane powyżej zaburzenia sedymentacyjne w tytonie rejonu Osobitej oraz dowody wynurzeń na sąsiednich terenach położonych przypuszczalnie na zachodzie należy wiązać z jakąś młodokimeryjską fazą orogeniczną. Obecność w tytonie lądu w zachodniej części Karpat Centralnych zaznaczyła się pojawieniem się w wapieniach krynoidowych Pienińskiego Pasa Skałkowego w dolinie Wagu ziaren klastycznego kwarcu (Andrusov 1953), brak natomiast kwarcu w tytonie polskiej części Pienin (Birkenmajer 1958).

W świetle przedstawionych faktów, z młodokimeryjską fazą górotwórczą należy także wiązać erupcje limburgitowe w tytonie Osobitej.

Stwierdzona przez F. Rabowskiego (1933) mała miąższość zbitych wapieni malmu nie jest spowodowana wyciśnięciami, lecz zmiennością facjalną. Jak już stwierdziliśmy, górna część malmu (tyton) jest wykształ-

cona częściowo w postaci wapieni krynoidowych, które — być może — mogą miejscami schodzić również do niższych pięter malmu tak, że w efekcie zbite wapienie mogą zanikać prawie zupełnie, jak to ma istotnie miejsce w kilku profilach. W profilach takich limburgity związane są jednak zawsze z wapieniami krynoidowymi, które oddzielone są od krynoidowych wapieni liasu-doggeru jedynie cienką serią zbitych wapieni. Te ostatnie mogły być wtedy łatwo przeoczone, a cała seria krynoidowa uznana za lias, bezpośrednio na którym leżałyby limburgity. Znalezienie takich właśnie profilów stało się zapewne przyczyną zgoła nieprawdopodobnego wniosku F. Rabowskiego o bezpośrednim położeniu limburgitów na liasie.

Limburgity

Obecność przewarstwień tufitowych w wapieniach krynoidowych tytonu świadczy z jednej strony o ekstruzywnym charakterze skał limburgitowych, a z drugiej strony jest dowodem ich tytońskiego wieku.

Główna faza erupcji limburgitowej, której efektem są opisywane przez poprzednich autorów skały wulkaniczne, była poprzedzona licznymi drobniejszymi ekstruzjami. Zaznaczyły się one w naszym rejonie przewarstwieniami tufitowymi i stały się przyczyną charakterystycznej cykliczności sedymentacji wapieni tytońskich. Cienkie warstewki tufitów były wielokrotnie rozmywane, a fragmenty ich znajdują się obecnie na złożu wtórnym w wapieniach krynoidowych. Na podstawie szerokiego rozprzestrzenienia cienkich warstewek tufitów, w których brak grubszego materiału piroklastycznego, można przypuszczać, że zasadniczym czynnikiem transportu popiołu wulkanicznego był wiatr. Produktami głównej fazy erupcji są tufity popiołowe, tufity lapillowe, konglomeraty tufitowe i wylewy law. Tufity składają się z masy chlorytowo-kalcytowej (Kreutz 1913), która przypuszczalnie powstała z całkowitego przeobrażenia drobnego tufu witroklastycznego; nie zawierają one świeżego materiału piroklastycznego. Zawierają go natomiast tufity lapillowe i konglomeraty tufitowe. W tych ostatnich bloki dochodzą, jak wspomnieliśmy za S. Kreutzem, do wielkości głowy ludzkiej i przypominają bomby wulkaniczne.

Poszczególne eruptywy rozmieszczone są niejednolicie w obrębie wychodni skał limburgitowych. W Dolinie Juraniowej, sądząc z opisu S. Kreutza (1913) występuje tylko tufit. W najbardziej znanych odsłonięciach na prawym brzegu Doliny Bobrowieckiej występuje tufit lapillowy oraz konglomerat tufitowy. Składa się on z masy tufitowej, w której tkwią sporadycznie fragmenty ciemnobrunatnego drobnomigdałowcowego limburgitu, dochodzące do wielkości pięści. W konglomeracie S. Kreutz (1909, 1913) znalazł liczne okruchy szarych wapieni, z których Z. Sujkowski opisał później formę *Calpionella alpina* (in Rabowski 1933). Na

północnych zboczach Kiczera, w dolinie Kwaśne i na Kiecurze występują tufity. Dalej ku zachodowi w Kamiennym Żlebie opadającym do Suchej Doliny znów pojawiają się konglomeraty tufitowe, z których S. Kreutz opisał największe kawałki limburgitu przypominające kształtem bomby wulkaniczne (1909, 1913).

W kamieńcu potoku w Suchej Dolinie znaleźliśmy wielką bryłę lawy limburgitowej o typowym wyglądzie lawy sznurowej (pl. LIII i LIV) przewiniętą z fragmentami różowych wapieni krynoidowych należących do tytonu (pl. LV). Na kontakcie z lawą wapień krynoidowy jest spieczony, jakby zmurszały i odbarwiony. Sznurowa struktura limburgitu świadczy o wylewnym charakterze erupcji lawowej, odbywającej się najprawdopodobniej w warunkach płytkomorskich. Przewinięcie lawy z osadem krynoidowym dokumentuje tytoński wiek wylewu.

Na zachodnim zboczu Doliny Suchej oraz w dolnej części wschodniego zbocza Osobitej znowu ciągną się cienkim pasem tufity, natomiast pod szczytem Osobitej znajduje się in situ gruba, około 25 m licząca masa lawowa i konglomeraty tufitowe. Lawy są bardzo zróżnicowane — można wyróżnić odmiany zbite oraz migdałowcowe o różnym zabarwieniu. Wśród law migdałowcowych (pl. LVI, fig. 3) są odmiany o różnej wielkości, kształcie, zawartości mineralnej, stopniu wypełnienia i barwie migdałów. Poszczególne odmiany przechodzą nawzajem siebie na przestrzeni kilkudziesięciu centymetrów — jednego metra. Ponieważ jest to jedyne dotychczas znane występowanie dużej ilości ławy należy uważać, że punkt ten był blisko położony od centrum erupcji.

Skały limburgitowe znajdują się również na zachodnim zboczu Osobitej.

Po głównym okresie erupcji limburgitów nastąpiła wyraźna zmiana charakteru sedymentacyjnego — rozpoczęło się osadzanie ciemnych, organodetrytycznych wapieni neokomu-urgonu z rogowcami. Należy przy tym zaznaczyć, że górna granica wieku wylewów limburgitowych nie jest ściśle określona, gdyż nie jest dotychczas dokładnie znany wiek najniższych warstw neokomu.

ZAKOŃCZENIE

Jak wynika z przedstawionych powyżej faktów, w rejonie Osobitej należącym do wierchowej jednostki Kominów Tylkowych zupełnie wyraźnie zaznaczyły się w tytonie ruchy młodokimeryjskie, które doprowadziły nawet do intensywnej działalności wulkanicznej. Zaburzenia młodokimeryjskie na sąsiednich terenach stwierdzili D. Andrusov (1958) i K. Birkenmajer (1958) w Pienińskim Pasie Skałkowym oraz J. Fülöp (1958) w górach Gerecse w północnych Węgrzech. Synorogeniczna faza tytońska

znana jest także w różnych rejonach Alp Zachodnich (Mazenot 1939, Arkell 1956) i w innych częściach geosynkliny alpejskiej, a szczególnie na Krymie i Kaukazie, gdzie miała największe nasilenie (Muratov 1959).

Ruchy młodokimeryjskie doprowadziły do wynurzeń kordylier w geosynklinie Karpat Zewnętrznych. Kordyliery te były źródłem materiału klastycznego, który pojawia się w tytonie w wielu punktach zewnętrznego pasa skałkowego. W innych miejscach ruchy te doprowadziły do nasilenia transgresji, w efekcie czego np. w Andrychowie tyton leży nawet bezpośrednio na krystaliniku (Książkiewicz 1956).

Wydaje się, że źródła materiału klastycznego w tytonie Osobitej nie należy jednak szukać w kordylierach Karpat Zewnętrznych, gdyż brak jest materiału terrygenicznego w tytonie serii pienińskiej sensu lato, której obszar sedymentacyjny leżał między basenem karpackim i tatrzańskim. Najbardziej prawdopodobnym obszarem alimentacyjnym klastycznego kwarcu w tytonie Osobitej jest jakaś kordyliera w zachodniej części geosynkliny Karpat Zewnętrznych.

Dokładniejsze badania nad tytonem Osobitej i limburgitami są w toku.

Zakład Geologii Dynamicznej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa, we wrześniu 1959 r.

LITERATURA CYTOWANA

ANDRUSOV D. 1931. Zpráva o geologických výzkumech v masívu Vysokých Tater v lètě roku 1931 (Compte rendu des recherches géologiques exécutées dans le massif de la Haute Tatra en 1931). Věst. Stat. Geol. Úst. ČSR, roč. 7. Praha.

— 1932. O pokračování ležaté vrásy Czerwoných Wierchoů ve skupině Osobité a o postavení tatranských limburgitoů (Sur la continuation du pli couché des Czerwone Wierchy dans le groupe de l'Osobitá et sur la position des limburgites de la Tatra. — Ibidem, roč. 8.

— 1953. Étude géologique de la zone des Klippes internes des Karpates occidentales. — Geol. Práce Slov. Akad. Vied a Umení, v. 34. Bratislava.

ARKELL W. J. 1956. Jurassic geology of the world. Edinburgh—London.

BIRKENMAJER K. 1958. Submarine erosional breaks and late jurassic synorogenic movements in the Pieniny Klippen-Belt geosyncline. — Bull. Acad. Pol. Sci., Cl. III, Sér. Sci Chim., Géol., Géogr., vol. VI, no. 8. Warszawa.

FÜLÖP J. 1958. A Gerecsehegység krétaidöszaki képzödményei (Die Kretazeischen Bildungen des Gerecse — Gebirges). — Geol. Hungarica, s. geol., vol. 11. Budapest.

KONIOR K. 1959. Charakter i wiek intruzji skał magmowych Śląska Cieszyńskiego (Le caractère et l'âge des intrusions des roches magmatiques de la Silésie de Cieszyn). — Acta Geol. Pol., vol. IX/4. Warszawa.

KOTAŃSKI Z. 1959a. Profile stratygraficzne serii wierchowej Tatr Polskich (Stratigraphical sections of the high-tatric series in the Polish Tatra Mts.). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 139. Warszawa.

— 1959b. Nowe ogniwa stratygraficzne w serii wierchowej rejonu Osobitej (New Stratigraphical investigations in the high-tatric series in the Osobita region — Slovakian Western Tatra). — Przegląd Geol., nr 12 (81). Warszawa.

KOUTEK J. 1929. Předbřežna zpráva o geologických studiích na severozápadě Nízkých Tater (Communication préliminaire sur les recherches géologiques exécutées dans la partie nord-ouest de la Basse Tatra). — Věst. Stat. Geol. Úst. ČSR, roč. 5. Praha.

— 1931. Geologické studie na severozápadě Nízkých Tater (Études géologiques dans la partie nord-ouest de la Basse Tatra). — Sborn. Stat. Geol. Úst. ČSR, sv. 9. Praha.

KREUTZ S. 1909. Skała limburgitowa w Tatrach (Limburgitfels im Tatragebirge). — Kosmos, t. 34. Lwów.

— 1912. O tatrzańskim limburgicie. Księga Pam. XI Zjazdu Lek. Przyr. w Krakowie 1911. Kraków.

— 1913. O limburgicie w Tatrach (Der Limburgit im Tatragebirge). — Bull. Acad. Sci. de Cracovie, Cl. Sci. Math.-Nat., sér. A, vol. 53. Kraków.

KSIĄŻKIEWICZ M. 1956. Jura i kreda Bachowic (The Jurassic and Cretaceous of Bachowice). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXIV.Kraków.

KUŠIK R. 1959. Litológia sedimentárnych sérií územia Oravíc (Zur Lithologie der sedimentären Serien des Gebietes von Oravice). — Geol. Sborn. Slov. Akad. Vied, roč. 10. Bratislava.

LEFELD J. 1959. Tintinnidae z serii Kominów Tylkowych (Tintinnidae from Kominy Tylkowe series in the Polish Tatra Mts.). — Przegląd Geol., nr 8 (77). Warszawa.

MAZENOT G. 1939. Les Palaehoplitidae tithoniques et berriasiens du sud-est de la France. — Mém. Soc. Géol. France, N. ser., vol. 18, Mém. no. 41. Paris.

MOROZEWICZ J. 1912. *In:* Księga Pam. XI Zjazdu Lek. Przyr. w Krakowie 1911, str. 221. Kraków.

MURATOW M. 1949. Tektonika i istorija razvitija alpijskoj geosynklinalnoj oblasti juga evropejskoj časti SSSR i sopredelnych stran. Moskwa-Leningrad.

NOWAK J. 1930. Zur Altersfrage der Intrusionsgesteine der Teschener Decken. — Bull. Acad. Pol. Sci., sér. A. Kraków.

PASSENDORFER E. 1951. Jura Tatr. Kreda Tatr. *In:* Reg. Geologia Polski, tom I — Karpaty, zeszyt 1 — Stratygrafia. Kraków.

— Jak powstały Tatry. Wyd. I — Lwów-Warszawa, 1934. Wyd. II — Warszawa, 1952. Wyd. III uzup. — Warszawa, 1954.

RABOWSKI F. 1922 .*In:* Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Séanc. Serv. Géol. Pol.), nr 1. Warszawa.

— 1930. O pochodzeniu limburgitów tatrzańskich i o stosunku wzajemnym płaszczowin, wyobrębnionych między pasmem Skałek a górami Veporu (Sur la provenance des limburgites de la Tatra et sur les relations réciproques des nappes situées entre la zone des Klippes et les monts Vepor). — Spraw. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.), t. VI. Warszawa.

— 1933. Spostrzeżenia geologiczne w grupie Osobitej (Observations géologiques dans le groupe de l'Osobita, Tatra). — Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Séanc. Serv. Géol. Pol.), nr 35. Warszawa.

— 1933. Spostrzeżenia geologiczne w grupie Osobitej (Sur quelques recherches géologiques dans le groupe de l'Osobita — Tatra Occidentale). Spraw. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.), t. VII. Warszawa.
— 1954. Badania w grupie Kominów Tylkowych, wykonane w r. 1938 (Recherches géologiques de la région de Kominy Tylkowe dans la Tatra, exécutées en 1938). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 86. Warszawa.
— 1959. Serie wierchowe w Tatrach Zachodnich (High-tatric series in Western Tatra). — Prace I. G. (Trav. Serv. Géol. Pol.), t. XXVII. Warszawa.
SMULIKOWSKI K. 1929. Materyały do znajomości skał magmowych Śląska Cieszyńskiego. — Arch. Tow. Nauk. we Lwowie, dział III, vol. 5. Lwów.
UHLIG V. 1897. Geologische Karte des Tatragebirges. — Denkschr. Wiss., Bd. 64. Wien.
— 1899. Die Geologie des Tatragebirges. II—IV Th. — Ibidem, Bd. 68.
— 1911. Tatry. Mapa geologiczna z objaśnieniami polsko-niemieckimi 1:75 000. Nakład P.A.U., wyd. Mil. Geogr. Inst. Wiedeń.
WEYBERG Z. 1902. Przyczynki do petrografii trzonu krystalicznego tatrzańskiego. — Pam. Tow. Tatrz., 23. Kraków.
ZORKOVSKÝ V. 1949. Bázické eruptíva v mezozoiku západného a stredného Slovenska (The basic eruptives in the Mesozoic of western and central Slovakia).— Práce Štat. Geol. Úst., sv. 26. Bratislava.

З. КОТАНЬСКИ и А. РАДВАНЬСКИ

ФАУНА С PYGOPE DIPHYA И ЛИМБУРГИТЫ В ТИТОНЕ ОСОБИТОЙ (СЛОВАЦКИЕ ЗАПАДНЫЕ ТАТРЫ)

(Резюме)

В автохтонной единице Тыльковых Коминов верховой (верхнетатранской) серии Татр в районе Особитой найдено титон крыноидно-брахиоподовой фации с обильной фауной *Pygope diphya* (Col.) и *Glossothyris* cf. *bouéi* (Zeuschn.).

В титоне района Особитой происходили неокимерийские тектонические движения, которые изменили условия седиментации и привели к развитию вулканизма. Продуктами титонских вулканических экструзий являются лимбургитовые туфиты, лапилли, туфитовые конгломераты и лавы. Туфиты в тонких пластах прослаиваются с крыноидно-брахиоподовыми известняками, а местами подверглись размытию и были редепонированы в известняках как мелкие обломки.

Z. KOTAŃSKI & A. RADWAŃSKI

HIGH-TATRIC TITHONIAN IN THE OSOBITA REGION, ITS FAUNA WITH PYGOPE DIPHYA AND PRODUCTS OF VOLCANOES

(Summary)

ABSTRACT: In the autochtonous unit of Kominy Tylkowe, in the high-tatric series of the Osobita region (Tschecho-Slovakia) Tithonian strata appears in the specific crinoidal-brachiopodian facies with abundant fauna of *Pygope diphya* (Col.). During the Tithonian ocourred young-Cimmerian tectonic disturbances which changed the prevailing sedimentation conditions and evoked volcanic phenomena. Various limburgite lavas and tuffites were produced in the Tithonian extrusions.

The Osobita region in the autochtonous unit of the high-tatric series was investigated by many geologists mainly in connection with the occurrence of volcanic rocks in this region. These are tuffites containing fragments and blocks of lava. The blocks were petrographically investigated by S. Kreutz (1913) and defined as limburgites. Besides the blocks the present authors have found larger bodies of limburgites, thus far not described.

According to S. Kreutz (1909) the origin of limburgite rocks is connected with the intrusion of tuffitic mud into tectonic fissures. Later (1913) this author expressed the opinion that these rocks are simply tuffs formed by eruption of a probably submarine volcano. This later view was not accepted by all investigators, e. g. F. Rabowski (1933), continued to regard limburgites as intrusions. On the age of included rocks and tectonic situation of the whole series he determined the age of the intrusion as Lower Cretaceous (after the limestones with *Calpionella alpina* and before the Middle-Cretaceous orogenic movements during which the Tatra Mts. were folded). According to the opinion of S. Kreutz (1913) the tuffs were deposited in one stratigraphic level between the Jurassic and the Cretaceous.

The investigations of the present authors admitted the statement that the limburgite rocks are connected with a crinoidal-brachiopodian facies of the Tithonian, unknown thus far in Tatra and palaeontologically documented by the brachiopods of the species *Pygope diphya* (Col.) (pl. LVI, fig. 1 & 2). Besides this form in the Tithonian faunistic association occur: *Glossothyris* cf. *bouéi* (Zeuschn.), *Terebratula* sp., *Rhynchonella* sp. and other brachiopods, numerous nonflattened belemnites, Aptychi, irregular echinoids, shark teeth, forminifers, calcified Radiolaria and ossicle of the pelagic crinoids *Saccoma* sp. Alga *Globochaete alpina* Lombard occurs also.

The Tithonian limestones are about 20 m. thick and show characteristic cyclic sedimentation appearing as alternation of crinoidal and pellitic limestones. Among the limestone layers appear minuscule tuffitic laminae, often leaf-thin; the tuffitic material is also dispersed in the crinoidal limestones. The tuffites present the first signs of volcanic activity in the investigated sedimentary region. According to the over-mentioned observations this activity began in the Tithonian.

The main phase of eruption producing volcanic ashes, lapilli, tuffite conglomerates and lava bodies took place in the upper part of the Tithonian, before the here occurring Neocomian. The lava has locally a ropy structure (pl. LIII, LIV). It occurs in the crinoidal sediments as structures resembling the flow-rolls (pl. LV). On the contacts crinoidal sediments show baking and beaching effects. In one of the outcrops the lava series has over 25 m. thickness and is composed of limburgites varying in structure from compact to vesicular and amygdaloidal (pl. LVI, fig. 3).

The intense volcanic activity in the high-tatric Tithonian of the Osobita region and the change from pelagic conditions of sedimentation (Lower Malm) to shallow water environment (organo-detrital crinoidal-brachiopodian limestones, reworking of tuffites and *Calpionella* limestones with *Calpionella elliptica* Cadisch and *Calpionella alpina* Lorenz), often containing grains of terrigenous quartz, point to a young-Cimmerian phase of orogenic movement in this region. This phase, most often as synorogenic movements, is known in the Tithonian of the Pieniny Klippen Belt (Andrusov 1953, Birkenmajer 1958), mounts Gerecse in north Hungary (Fülöp 1958), different regions of the Alps (Mazenot 1939, Arkell 1956) and other parts of the Alpine geosyncline (Muratov 1949).

After the young-Cimmerian disturbances and the main phase of eruptions in the Osobita region prevailed the sedimentation of dark organo-detrital limestones with cherts and leading fauna of Urgonian (Passendorfer & Sujkowski in Rabowski 1933, Andrusov 1955) in the top of the series.

Laboratory of Dynamic Geology
of the Warsaw University
Warszawa, September 1959

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ LIII-LVI

DESCRIPTION OF PLATES LIII-LVI

PL. LIII

Blok lawy limburgitowej o strukturze sznurowej z fragmentami tytońskiego osadu krynoidowego — Skala w cm

Block of limburgite lava with ropy structure and fragments of the Tithonian crinoid sediment — Scale in cm.

PL. LIV

Limburgitowa lawa sznurowa (fragment bloku z pl. LIII). — Skala w cm

Limburgite ropy lava (part of block figured plate LIII) — Scale in cm.

PL. LV

Inny fragment bloku pokazanego na pl. LIII. Widoczne przewijanie się lawy i tytońskiego osadu krynoidowego — Skala w cm

Another part of block figured in pl. LIII. Structure resembling the flow-rolls of the lava and Tithonian crinoid sediment — Scale in cm.

PL. LVI

Fig. 1

Pygope diphya (Col.) w tytońskim wapieniu krynoidowym. Widok od strony grzbietowej. Negatyw w skale i pozytyw w plastelinie — Wielkość naturalna

Pygope sp. in the Tithonian crinoid limestone. Dorsal view — Natural size

Fig. 2

Inny okaz *Pygope diphya* (Col.) — Wielkość naturalna

Another specimen of *Pygope diphya* (Col.) — Natural size

Fig. 3

Limburgit migdałowcowy spod szczytu Osobitej — Wielkość naturalna

Amygdaloidal limburgite found near Osobita Mount — Natural size

Wszystkie zdjęcia wykonał J. Błaszyk
All photographs taken by J. Błaszyk


0
1
2
3
4
5



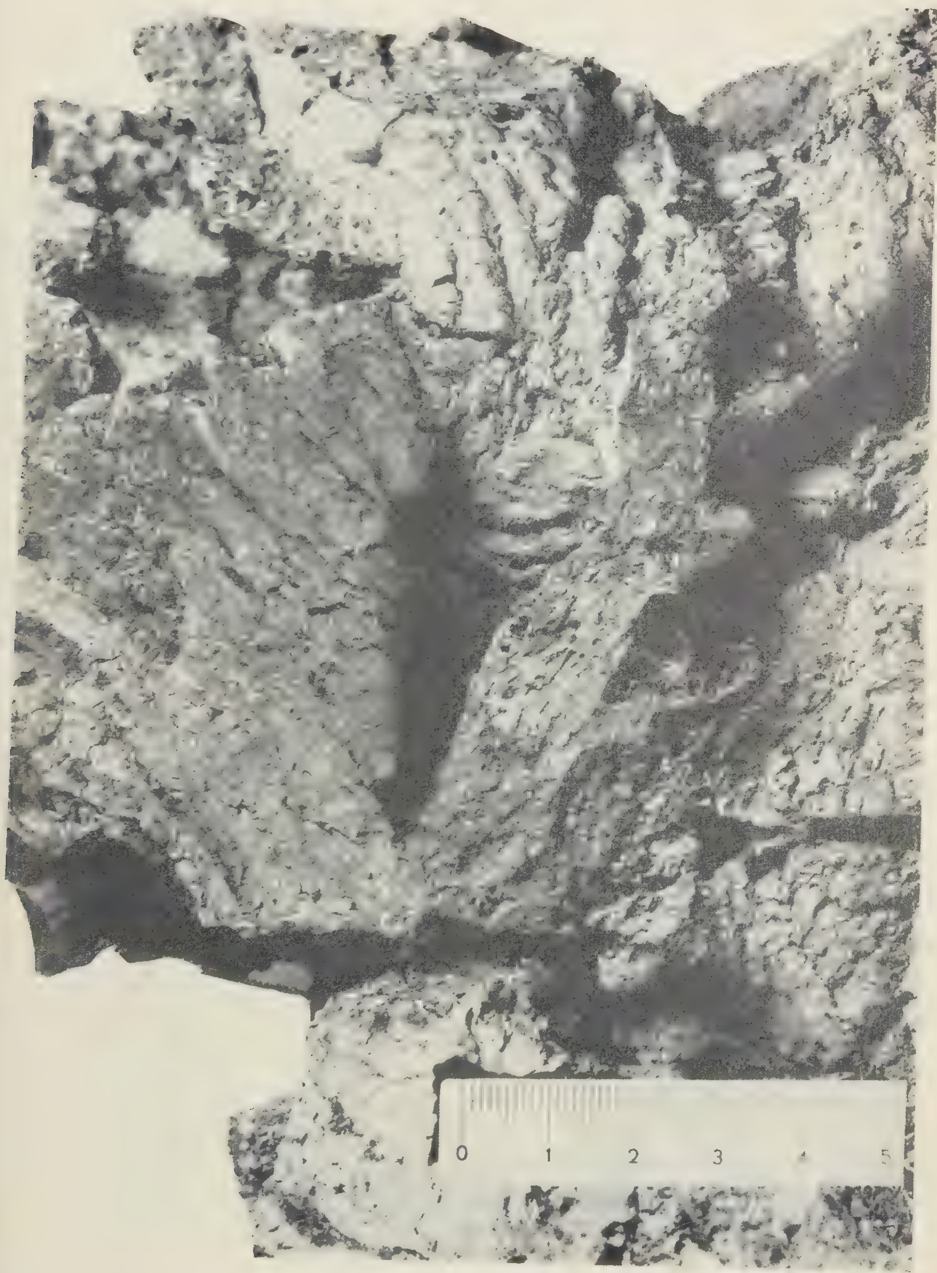

0 1 2 3 4 5



Fig. 1

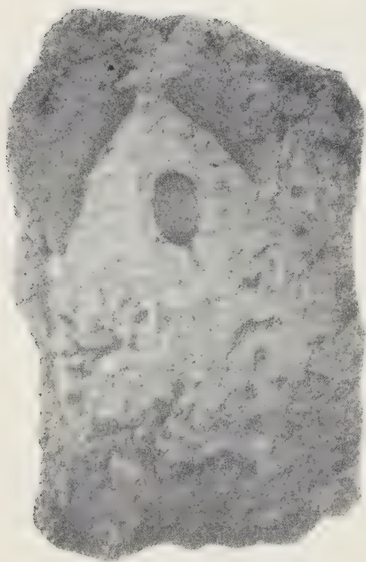


Fig. 2

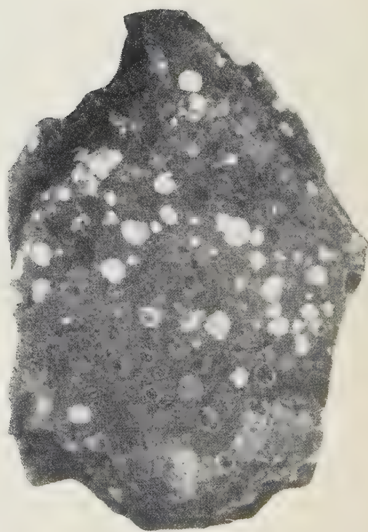


Fig. 3

SPIS RZECZY – INDEX

1

Adam Tokarski

Str. — Page

Penetracja wiertnicza cechsztynu wyżu Czaplinka 1
Цехштейн из бурения заложенного на гравитационной возвышенности Чаплинка (Померания) 14
Prospecting boring of the Zechstein in the gravimetric positive anomaly of Czaplinek (NW Poland) 14

Henryk Jurkiewicz & Piotr Karnkowski

O wieku warstw inoceramowych płaszczowiny magurskiej w okolicy Gorlic 17
Возраст иноцерамовых слоев магурского покрова в окрестностях г. Горлице 48
Age of Inoceramus beds in the Magura nappe 50

Stanisław Jucha & Janusz Kotlarczyk

Próba ustalenia nowych poziomów korelacyjnych w warstwach krośnieńskich Karpat Polskich 55
Попытка установления новых корреляционных горизонтов в кросненских слоях польских Карпат 91
Tentative determination of new correlation horizons in Krosno beds (Polish Carpathians) 93

2

Zbigniew Kotański

Stratigraphy, sedimentology and palaeogeography of the high-tatric Triassic in the Tatra Mts. 113
Stratygrafia, sedymentologia i paleogeografia triasu wierchowego w Tatrach 143
Стратиграфия, седиментология и палеогеография верхнетатранского триаса в Татрах 144

Maria Turnau-Morawska & Maria Lindner

Mułowce glaukonitowe eocenu tatrzańskiego 147
Глауконитовые аргиллиты татранского эоцена 161
Glauconitic siltstones in the Tatra Eocene 162

Zbigniew Wójcik

Serie wierchowe południowych zboczy Bobrowca 165
Верхнетатранские серии южных склонов Бобровца (Западные Татры) 196
High-tatric series in the south side of Mt. Bobrowiec (Western Tatra Mountains) 197

Str. — Page

Kazimierz Guzik & Wanda Jaczynowska

Uwagi o morfogenezie „trójkąta zakopiańskiego“ w Kotlinie Zakopiańskiej 204
Замечания, касающиеся морфогенезиса „закопанского треугольника” в Закопанской Котловине 216
Contributions to the morphogenesis of the “Zakopane Triangle“ in the Zakopane depression 217

Stanislaw Mateusz Gąsiorowski

Nowe dane o wieku radiolarytów serii reglowej dolnej w Tatrach . . 221
О возрасте радиоларитов субтатранской серии в Татрах 228
On the age of radiolarites in the sub-tatric series in the Tatra Mts. . . 228

Andrzej Radwański

Struktury litoralne w liasie w Dolince Smytniej 231
Литоральные структуры в лейасе в Смытней Долинке 267
Littoral structures (cliff, clastic dikes and veins, and borings of Potamilla) in the high-tatric Lias 270

Jerzy Głazek

Budowa geologiczna Koszystej w Tatrach 281
Геологическое строение Кошистой в Татрах 296
Geology of the Koszysta Massif (High Tatra Mountains) 297

Piotr Roniewicz

Cechy sedymentacyjne seisu wierchowego 301
Седиментационные черты верхнетатранского сейса. 314
Sedimentary characteristics of the high-tatric Seis 315

Zbigniew Wójcik & Stefan Zwoliński

Młode przesunięcia tektoniczne w jaskiniach tatrzańskich 319
Молодые тектонические перемещения в татранских пещерах . . . 336
Young tectonic displacement in the Tatra caves 338

3

Olga Pazdrowa

O stratygraficznym rozprzestrzenieniu miliolidów środkowo-jurajskich w Polsce 343
О стратиграфическом распространении среднеюрских миллиалидов в Польше 374
On the stratigraphic distribution of Miliolidae in the Middle Jurassic of Poland 376

Witold Cezariusz Kowalski

Utwory albu z Maziarki pod Ćmielowem 383
Лейасовые отложения из Мазярки в окрестностях Цьмелёва . . . 389
Albian rocks from Maziarka near Ćmielów 390

Str. — Page

Zofia Michalska

Zagadnienie genezy krawędzi opinogórskiej 393
Проблема генезиса опиногурского уступа 414
Problème de la genèse de l'escarpement d'Opinogóra 415

Wojciech Grocholski

Stosunek warstw żaclerskich do gnejsów sowiogórskich między Głuszycą a Sierpnicą w Sudetach Środkowych 419
Отношение жацлерских слоев к советорским гнейсам в Средних Судетах 430
Relation of the Żacler beds to the Sowie Góry gneisses in Central Sudeten Mts. 430

Stanisław Czarniecki

Anthracoceras discus Frech z piaskowców w Gołonogu i pozycja stratygraficzna tych warstw 433
Anthracoceras discus Frech в песчаниках из Голонога и проблема стратиграфического положения этих слоев 441
Anthracoceras discus Frech from the Gołonóg sandstone and the age of this rock 442

4

Konrad Konior

Charakter i wiek intruzji skał magmowych Śląska Cieszyńskiego . . . 445
Характер и возраст интрузий магматических пород Цешинской Силезии 482
Le caractère et l'âge des intrusions des roches magmatiques de la Silésie de Cieszyn 484

Krzysztof Birkenmajer

Seria czertezicka — nowa seria skałkowa Pienin 499
Чертезицкая серия — новая клипповая серия в Пенинах (Польские Карпаты) 512
A new Klippen Series in the Pieniny Mts. Carpathians — the Czertezik Series 513

Zbigniew Kotański i Andrzej Radwański

Fauna z Pygope diphya i limburgity w tytonie wierchowym Osobitej . . 519
Фауна с Pygope diphya и лимбургиты в титоне Особитой (Словацкие Западные Татры) 531
High-tatric Tithonian in the Osobita region, its fauna with Pygope diphya and products of the volcanoes 532